

# Geokemiska och petrografiska aspekter på utvecklingen av Åva ringkomplex, Åland, sydvästra Finland

Jonathan Sumelius, 36005

Pro gradu-avhandling i geologi och mineralogi

Fakulteten för naturvetenskap och teknik

Åbo Akademi

2019

SUMELIUS, JONATHAN: Geokemiska och petrografiska aspekter över utvecklingen av Åva ringkomplex, Åland, sydvästra Finland

Pro gradu-avhandling

Geologi och mineralogi

2019

---

## Abstrakt

Åva ringkomplex befinner sig i sydvästra Finland i den åländska skärgården och är en av fyra palaeoproterozoiska postkollisionala ringkomplex i närområdet. Undersökningar i denna avhandling har gjorts utifrån geokemiska och petrografiska analyser för att klargöra hur de omgivande pre-synorogena bergarterna har påverkats av det kraftiga intrusionsförloppet. Enligt tidigare modeller har det framkommit att två intrusioner vid olika tidsperioder har existerat. Senare forskning visar att det är troligt att kristallisering har pågått i en primär magmakammare vid den mellersta jordskorpan tills det har skett en återaktivering av shoshonitisk magma som har transporterat magman upp till den övre jordskorpan, där den slutliga magmakristalliseringen har ägt rum. Diapirisk uppstigning i den plastiska jordskorpan kan illustreras via analoga modeller, där sidoberget har påverkats geokemiskt och strukturellt under migreringen. Genom undersökningar av reomorfa graniter är det möjligt att bedöma att deras geokemi dras till en mer shoshonitisk egenskap. Halten av Ba och Sr minskar ju mindre reaktiverad berggrunden är av intrusionsskedet. Petrografiskt visar provtagna bergarter i området spår av deformation och omkristallisering, vilket tyder på att Åva ringkomplex kan vara mer utbredd än vad tidigare forskning har presumerat. Dessutom skär radiella Åva-granitgångar igenom den äldre omgivande berggrunden, vilket också kan anses som en förlängning av ringkomplexet.

## Innehållsförteckning

<b>1. Introduktion .....</b>	<b>1</b>
<b>2. Ringintrusioner och deras inverkan på den omgivande berggrunden .....</b>	<b>2</b>
2.1 Ringintrusioner .....	2
2.2 Magmauppstigning i jordskorpan.....	2
2.3. Diapirer och deformation .....	4
2.4 Skjuvzoners inverkan på magmamigrering .....	6
2.5 Magmatisk stoping och xenoliter .....	7
2.6 Gångsystem orsakad av magmaintrusion .....	7
2.7 Ringintrusioners geokemi .....	9
<b>3. Regionala geologin .....</b>	<b>10</b>
3.1 Södra Finlands berggrund .....	10
3.2 Palaeoproterozoiska utvecklingen i södra Finland .....	10
3.3 Postkollisionala intrusioner.....	15
3.4 Geokemiska egenskaper av intrusioner i södra Finland .....	16
<b>4. Forskningsområdet .....</b>	<b>17</b>
4.1 Geografisk läge.....	17
4.2 Tidigare forskning .....	18
<b>5. Lokala geologin .....</b>	<b>20</b>
5.1 Omgivande berggrund .....	20
5.2 Monzoniter .....	21
5.3 Åva-granit.....	21
5.4 Gångbergarter.....	22
5.5 Strukturgeologi runt Åva .....	25
5.6 Tidigare uppkomstmodell av ringkomplexet.....	25
<b>6. Material.....</b>	<b>27</b>
6.1 Fältobservationer .....	27
6.2 Fältbedömning .....	28
6.2.1 Västra Åva.....	28
6.2.2 Norra och centrala Åva.....	31
6.2.3 Södra Åva .....	33
<b>7. Metoder .....</b>	<b>34</b>
7.1 XRF-analys.....	34
7.2 Petrografi.....	36
<b>8. Resultat .....</b>	<b>36</b>
8.1 XRF-resultat.....	36
8.2 Petrografisk tolkning .....	41

<b>9. Diskussion .....</b>	<b>45</b>
<b>10. Slutsats .....</b>	<b>48</b>
<b>11. Tack .....</b>	<b>49</b>
<b>12. Referenser .....</b>	<b>50</b>
<b>Bilaga 1 .....</b>	<b>57</b>
<b>Bilaga 2 .....</b>	<b>58</b>

## 1. Introduktion

Sydvästra Finland tillhör den svekofenniska domänen som har sitt ursprung i en serie av öbågeaccretion och bergskedjeveckning under Svekofenniska orogenesen (Korsman et al. 1999). Efter att metamorfosen var som starkast, intruderades den spröda jordskorpan av minst 14 bimodala shoshonitiska intrusioner längs med ett 600 km långt bälte som sträcker sig från ryska Karelen till den åländska skärgården (Eklund & Shebanov 2004).

I den åländska skärgården påträffas Åva ringkomplex som utgör en del av en nordostriktad skjuvzon tillsammans med tre ytterligare postkollisionala granitmassiv, Seglinge, Mosshaga och Lemland. De har en relativ gemensam åldersbestämning på 1,84–1,8 Ga och är äldre än den åländska rapakivibatoliten som är belägen västerut med åldern 1,67–1,62 Ga (Bergman 1986).

Via en snabb och kraftfull diapirisk uppstigning av senorogen mikroklinggranit och kristallisering vid den mellersta och övre jordskorpan har området runt Åva fått ett konformat system med en ovanligt skarp ringformning. Enligt en tidigare modell av Ehlers och Bergman (1984) har graniten pressat upp zoner av uppsprucket material i en spröd berggrund, vilket förklarar den starka breccieringen och xenolitförekomsterna runt komplexet. Eklund och Shebanov (2004) har via termobarometriska och geokronologiska analyser av den grovporfyrisk Åva-graniten, uppmärksammat hypotesen att en magmadifferentiering pågick i den mellersta jordskorpan (4 till 7 kbar) ungefär 30 miljoner år innan magmamigreringen i den översta jordskorpan, ca 1,76 Ga. Eftersom processen har genomgått olika skeden magmatiskt, är det sannolikt att Åva-komplexet är mer utbredd och flerdelat än vad tidigare modeller har framhåvt.

Syftet med denna avhandling är att undersöka Åva ringkomplex egentliga omfattning via geokemiska och petrografiska analyser av bergarter som befinner sig inom området. Genom geokemiska analyser kan man få fram jämförelser över hur sammankopplade de är och till vilken tidsperiod de tillhör med tanke på sammansättningen. Typiska shoshonitiska graniter från Åva består av höga halter Ba och Sr. Ifall en bergart i

Åvaområdet har låga Ba- och Sr-halter, är de troligen från ett äldre ursprung än själva intrusionsskedet, vilket kan indikera att bergarten inte har reaktiverats via temperaturförändringar och sekundära massflöden. Petrografisk tolkning ger en systematisk beskrivning på bergarternas deformation som kan förklara hur magmadifferentieringen har utvecklats.

## **2. Ringintrusioner och deras inverkan på den omgivande berggrunden**

### **2.1 Ringintrusioner**

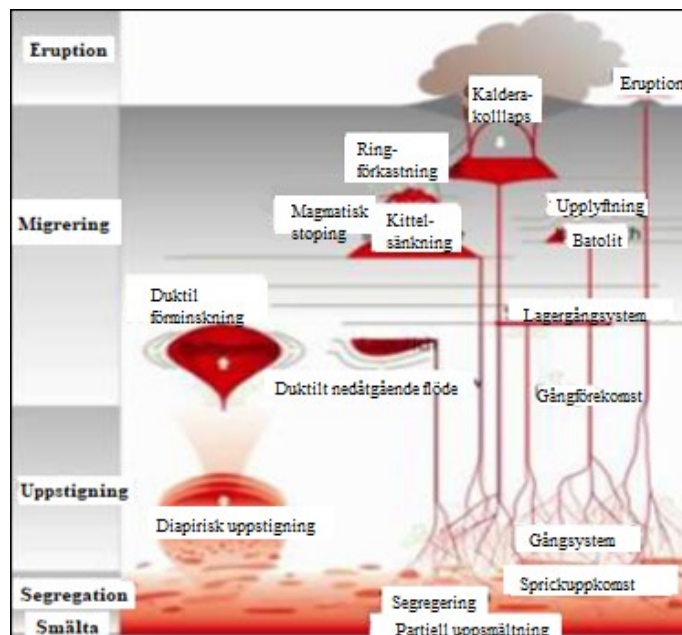
En allmän beskrivning av ett ringkomplex är en intrusiv magmatisk pluton som har en cirkulär eller oval form och som oftast härstammar från kollaps av ovanstående berggrund in mot magmakammaren, via en så kallad kalderakollaps. I magmatiskt aktiva områden är den genomsnittliga maximala diametern på ringförkastningar ca 8 km och den minimala diametern ca 3 km (Gudmundsson & Nilsen 2006). En magmakammare i den övre jordskorpan är ett mekaniskt system som består av en tryckpåverkad förkastningsserie. Baserat på Andersons (1936) modell, antas det att ringgångar med associerade förkastningar bildas när det sker en tryckförminskning i magmakammaren. Principen är att ringgångarna injiceras direkt i förkastningarna när de kommer i kontakt med magmakammaren. Magmatransport är en komplex process, där smältsegregation och viskösa flöden är relevanta faktorer i början av processen (Spera 1980).

### **2.2 Magmauppstigning i jordskorpan**

Magmatransport har huvudsakligen sitt ursprung i tryckförändring eller tillökning av flyktiga ämnen. Smältningen påbörjas vid korngränserna och migreringen börjar när den första filtreringströskeln har uppnåtts (Vigneresse et al. 1991). Smältsegregationen vid en lägre smältfraktion beror främst på viskositeten och fördelningen av förhållandet till strukturen samt porositeten av ursprungsbergarten. Även närvaron av deformation kan påverka smältsegregationen. I samband med att magma har producerats längs korngränserna, bildas det en differentiell bärkraft som bidrar till att magman börjar röra

sig uppåt via en porös flödesmekanism (Turcotte 1987). Rayleigh-Taylors instabilitetslag beskriver smältan som drivs uppåt när bärkrafter överstiger avkastningsstyrkan av den kallare, tätare litosfären som befinner sig ovanpå den varmare, lättare astenosfären. Därmed skapas en potentiell instabilitet mellan sfärerna (Burchardt 2009; Winter 2001).

Diapirism har länge ansetts vara en mekanism i den lägre och plastiska delen av jordskorpan (Marsh 1982). Vid kall litosfär förekommer en annan mekanism för magmamigrering, där flödesfrakturer transporterar magman via sprickor. Det förklarar förekomsten av gångar och sprickformationer vid vulkaniska centrum. Magmatransport via sprickor har en hastighet som är ungefär 100 gånger snabbare än den diapiriska uppstigningen (Turcotte 1987). Figur 1 visar en illustration av det magmatiska förloppet vid olika krustala nivåer. Den börjar med smältsegregering och följs av uppstigning antingen via diapirform eller gångsystem. Migreringen av en magmakammare i jordskorpan kan ge upphov till en så kallad kollaps av ovanstående ursprungsberg och kan eventuellt leda till en kalderaformation. I allmänhet har granitiska plutoner spelat en stor roll vad gäller den krustala återvinningen och den geokemiska differentieringen på flera områden (Burchardt 2009; Marsh 1989).



Figur 1. Illustration av det magmatiska kretsloppet vid olika krustala nivåer där smältsegregering, uppstigning, migrering och eruption betonas (modifierad från Burchardt 2009).

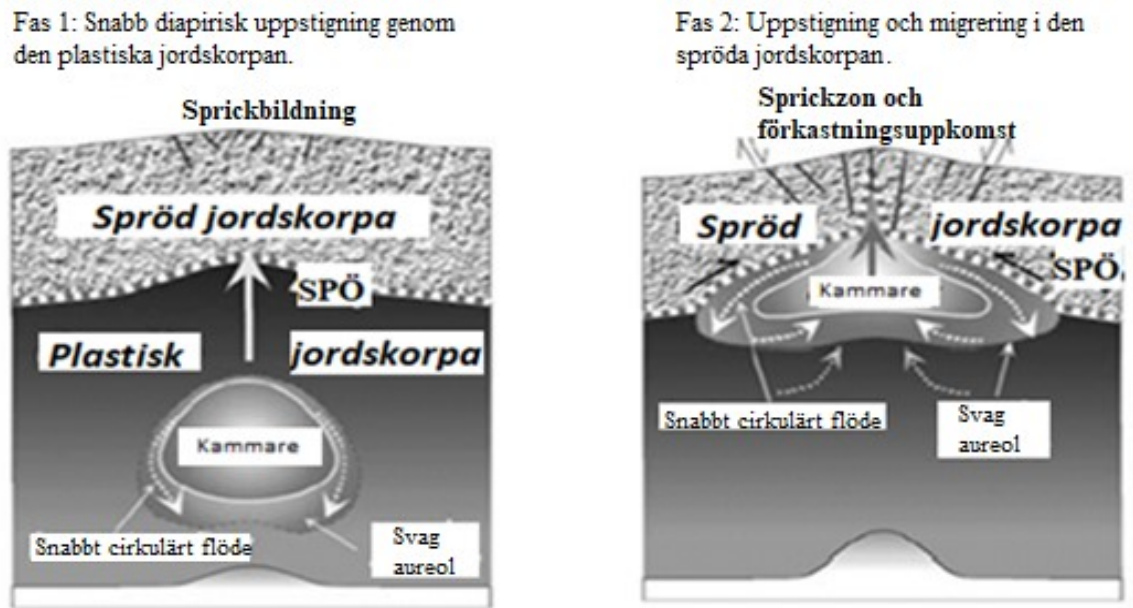
### 2.3. Diapirer och deformation

Diapirer uppstår när det sker en magmarörelse uppåt i den lägre jordskorpan. Därmed är det en uppstigningsmekanism som drivs av flytkraft och balanseras av det plastiska nedåtgående flödet av det omgivande materialet (Burchardt 2009). Burov et al. (2003) har undersökt diapirmekanism via analogiska modeller och till skillnad från övriga modeller, behandlas termala aspekter som tillämpar plastisk och spröd deformation. Därmed antas inte magmamigreringen som en neutral bärkraft.

I flera moderna diapiriska modeller beaktas en newtonsk fluid med en linjär proportionerlig skjuvspänning till hastighetsgradienten. Via Stokes flödeslag påvisas det att uppstigningen är begränsad av deformationsegenskaperna av sidoberget och påverkas av magmans viskositet (Miller et al. 1988). Uppstigningsgradienten är beroende av temperatur, och enligt modeller sjunker gradienten till försumbara värden vid temperaturer omkring 200 °C. Storleken på diapiren har betydelse, eftersom den bestämmer mängden termal energi som finns inne i diapiren och påverkas därmed av den övergående temperaturen från diapiren till sidoberget. Plutonplaceringen i den övre jordskorpan kan inte uppnås i plastisk form under normala termala förhållanden (Burov et al. 2003).

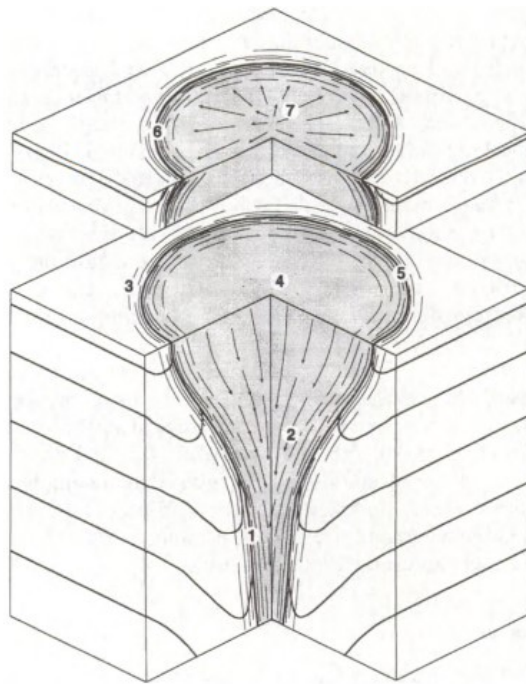
Ifall det inte finns någon magmatisk eller plutonisk aktivitet är förhållandena i den övre jordskorpan såpass avkylda så att det bildas såväl elastiska som spröda regimer. Spröd deformation påverkar starkt den slutliga plutonformen, då material från det djuptilliggande lagret transporteras i den stigande diapiren och dras sedan ned av det nedåtgående flödet. Diapirkomplexets form i slutskedet påverkas av den strukturella nivån längs med diapiren, och sluttningar förändras vid gränsen. I kalkyler med samma densitetskontrast men i lägre djup är de påbörjade stegen nästan identiska. Olikheter uppstår enbart vid övergången av spröd-plastisk övergång. Utan spröd deformation är den stigande massan blockerad av den höga viskositeten av ytligt skorpmaterial. Den lateralt utdragna massan genomgår Rayleigh-Taylor-instabilitet och får en annorlunda form. Figur 2 är en sammanfattande modell där resultatet har gjorts av begränsande parametrar och krustala modeller (Burov et al. 2003).





Figur 2. Sammanfattande modell av diapirisk migrering i den övre jordskorpan. I fas 1 är diapiren i en plastisk regim och ger upphov till spänning och termal uppmjukning av omgivningen. I fas 2 intruderar diapiren till den övre jordskorpan som orsakar försvagning och förkastningar i den spröda omgivningen. SPÖ är den spröda-plastiska övergången (modifierad från Burov et al. 2003).

En granitisk diapir måste ha orsakat deformation av sidoberget som visar högttempererad metamorfos. Typiska kännetecken är en radiell utplattad struktur (skiffrighet) och stark vertikal skjuvning. Figur 3 illustrerar en skiss av en granitisk diapir där strukturella egenskaper indikeras av numrering. Runt diapirens svans förekommer det högttempererad skjuvning i både sidoberget och graniten (1). Kontakten mellan dessa två är relativt smal med stark foliering och nedåtlutande lineation. Vid den centrala delen av svansen förekommer en stark högttempererad utsträckt lineation, med försumbar foliation (2). I mellannivåer kan marginella skjuvzoner uppstå som antingen är vertikala eller stupar antingen mot eller ifrån diapiren (3). Vid kärnan av diapiren är graniten odeformerad, även om det är möjligt att utsträckt lineation påträffas vid vertikala sektioner (4). I kontakten till sidoberg bör en stark skjuvning bildas (5). Folieringen och kontakten skulle vara vertikal eller stupar brant inåt eller utåt. Lineationen blir dragen nedåt men kan dämpas av radiell expansion. I översta delen runt diapirens huvud aktiveras skjuvning på nytt (6). Skjuvzonen skulle bli smalare än längs med svansen som indikeras av lägre temperaturer. Kontakten och skjuvzonens foliation skulle stupa utåt med en låg vinkel. Vid centrala delen av diapirens översta del förekommer en horisontell lineation med varierande riktningar ut från mittpunkten (7) (Clemens et al. 1997).



Figur 3. Skiss av en granitisk diapir som visar de huvudsakliga deformationer i graniten och sidoberget. 1: Stark skjuvning vid gränskanten av diapirens svans. 2: Högtempererad utsträckt lineation. 3: Syntetiska skjuvzoner med varierande stupningsriktning. 4: Odeformerad eller delvis odeformerad central del. 5: Stark skjuvning med brant stupande foliation. 6: Låg-tempererad skjuvzon med svagt lutande foliation. 7: Horisontell lineation med varierande riktning (Holness 1997).

## 2.4 Skjuvzoners inverkan på magmamigrering

Det finns granitiska intrusioner som har haft kopplingar till stora skjuvzoner i sina närområden. Oftast är lineationen horisontell medan strykningen av förkastningszonen och skjuvzonsytan är subvertikal. En elliptisk form på intrusionen är påverkad av deformation och den beror i allmänhet på intensiteten av skjuvningen i en regional skala. När skjuvzonen är diskontinuerlig eller under högt tryck, fylls tomrummet som bildas i den öppnade och den isärdragna strukturen med magman. I dessa samband har den granitiska massan brantstupande vallar påverkade av skjuvzonen (Vigneresse 1995). Förändringar av bergarters reologiska egenskaper som omger skjuvzoner skapar fragila och utvidgade punkter som kan ge upphov till plutoner. Magmatismen som är associerad med skjuvzonen framkallar uppåtgående nätverk av gångar som är kopplade till magmakammare vid skjuvzonsaxlar (Weinberg et al. 2004).

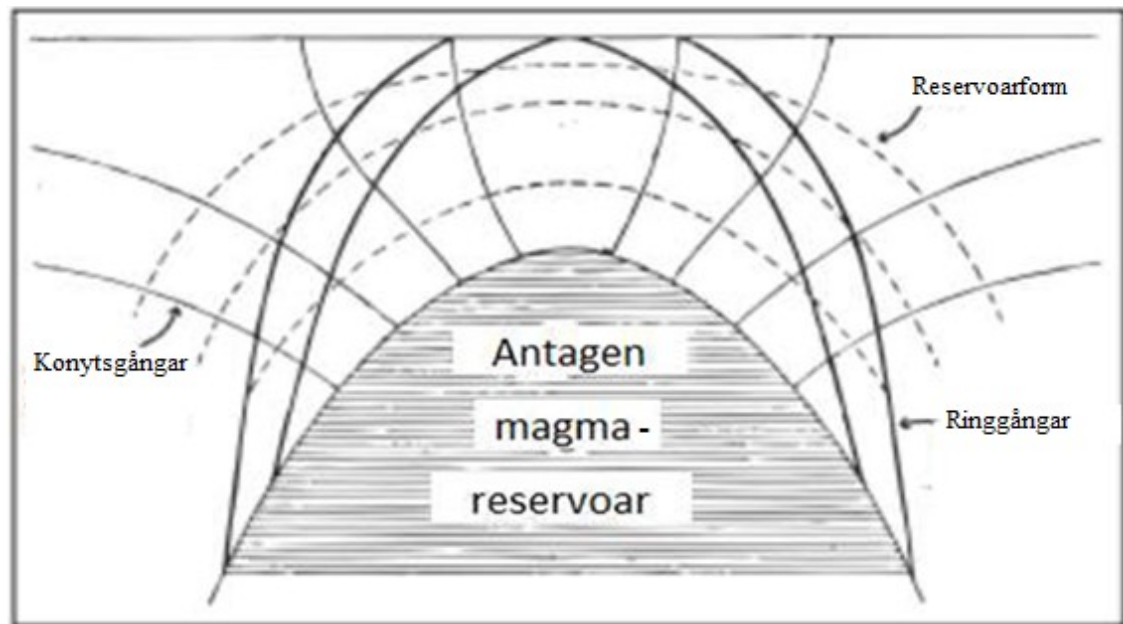
## 2.5 Magmatisk stoping och xenoliter

När en magmakropp uppnår en spröd till plastisk omvandling i jordskorpan, kan det bildas skjuving i sidoberget som ger upphov till kollaps, så kallad stoping (Burov et al. 2003). Termen stoping är omtvistad och hypotesen kring denna term har pågått under en längre tid. Glazner och Batley (2006) har ifrågasatt ifall magmatisk stoping har en relevant roll med magmauppstigning och menar att plutoner kan växa via en förlängd sekvens av magmaintrudering och gångsystem. Clarke och Erdmann (2008) betonar att magmatism i jordskorpan via gångsystem orsakar högst troligt inga xenoliter. Den allmänna beskrivningen av termen xenolit är fragment eller kristaller (xenokrister) från sidoberget som har inneslutits i en magma. Fritt flytande xenoliter kan påvisa fysisk och kemisk jämvikt mellan magman och sidoberget, beroende på form, storlek, mineralsammansättning, textur och kemisk bulksammansättning på fragmenten (Didier & Barbain 1991). Att granitbatoliter blir kontaminerade är en logisk konsekvens av stoping. Ifall ett fragment från moderberget går in i smältan, blir granitsmältan kemiskt kontaminerad. När en xenolit smälter sker det ett jonutbyte mellan granitsmältan och xenolitsmältan som avlägsnar fysikaliska bevis av kontaminering (Clarke & Erdmann 2008).

## 2.6 Gångsystem orsakad av magmaintrusion

E.M. Anderson (1936) har utfört modeller och kalkyler om magmatransport från manteln upp till ytan. Studierna visar att relationen mellan spänningsbanor i den intruderande berggrunden och det inre trycket av magman är väsentligt. Sprickning är inte möjligt utan avvikelser från förhållanden mellan fluidtrycket i den intruderande magman och det omgivande bergets spänning. Detta kan ge upphov till sprickor i form av konytor (*eng. cone sheets*) och ringvallar (*eng. ring-dykes*) i berggrunden (Anderson 1936; Shaw 1980). Ifall det sker en förändring i form av ökat tryck i magman, skulle hela systemet i den övre jordskorpan dras ut till ett konformat sprickmönster. I figur 4 illustrerar de svagt heldragna linjerna genomskärningen av dessa ytor. Beroende på reservoarens form bildas ett lagrat trycksystem som skulle skäras ortogonalt till konyterna som de brutna linjerna hänvisar till. Det lagrade trycket skulle bilda en serie av sprickor tillsammans med tryckökningen. Om förhållandet var omvänt och trycket i magman sjunker under det

omgivande trycket, skulle den ursprungliga hydrostatiska jämvikten i jordskorpan förändras. Det lagrade trycket skulle framträdas längs ytor vars spår syns på de starkt markerade linjerna och ringgångar skulle bildas i samband med en kalderakollaps (Anderson 1936).



Figur 4. Spänningsbanor och gångar av en magmainjektion i den spröda berggrunden. De brutna linjerna hänvisar till reservoarens form, de svagt heldragna linjerna illustrerar konsystem och de starkt heldragna linjerna illustrerar ringsystem (modifierad från Anderson 1936).

Bortom reservoarens inflytningsradie, plattas konytan och sillar skulle bildas. I Magee (2011) nämns tangentiella spänningar längs med gränssnittet till den ursprungliga magman som skulle vara variabla med modellen utförd av Anderson (1936). Uteblivande drag främjas i dessa sektorer av kammarens yta, vilket begränsar den intruderande konen till ett bälte med en gemensam medelpunkt som är fri från magmaintrång. Av en ringformad modell, tillämpade Anderson (1936) ett nedåtriktat drag för att visa instabiliteten och sänkningen av det ovanstående komplexet efter tillförsel av magma längs med konytan. Ringgångar som placeras vid skjuvsprickor har en utåtgående lutning från ca 60° till 70° som planar till närmare ytan (Magee 2011).

## 2.7 Ringintrusioners geokemi

Globalt förekommer ringkomplex med liknande karaktär som Åva. Vid de skotska högslätterna påträffas ringkomplex där kalderan och det omgivande berget har kollapsat in i magmakammaren. Ett exempel är Glencoe Volcanic Complex med kalkalkalina bergarter som har utvecklats från subduktionsrelaterad magmatism. Graniterna som förekommer vid dessa områden räknas som graniter med höga halter av Ba och Sr (Garnham 1988).

El Kahfa Ring Complex i Egypten påträffas som en oval intrusion där halten på de analyserade proven visar relativt höga värden på Ba och lägre halter av Rb. Låga halten Rb kan bero på gaser i jämvikt med den kristalliserande magman, medan Ba kan ha blivit tillsatt under hydrotermal växelverkan. Via minskning av Ba, Sr, Ti och tunga spårelement är det möjligt att hänvisa till en differentiering som kan associeras med metasomatiska altereringar. Geokemiska analyser indikerar att det alkaliska ringkomplexet kan hänvisa till anorogen magmatism som uppstår från den övre manteln av partiell smältning medan de felsiska partierna bildas via fraktionell kristallisering. Bergarterna är berikade med inkompatibla element och dras till ett normaliserat spårelementsmönster med negativ Ba, Sr och Ti halt genom fraktionering av plagioklas och Ti-oxidmineral (Hegazy et al. 2016).

Kunduru Betta Ring Komplex i södra Indien består av en serie kvartsrik och porfyrisk monzonit i centrala delen som följs av en mafisk syenit av lamprofyrisk affinitet i den yttre delen. Geokemiska tolkningar visar att bergartstyperna bildades som produkter genom differentiering av kristallfraktionering från den ursprungliga magman av den kalkalkalina lamprofyren, som var härledd via partiell smälta av en metasomatisk berikad mantel. Geokemiska variationer kan ha en sammankoppling till tidig borttagning av Sr, Ba och Ca i plagioklas, klinopyroxen, amfibol och apatit till följd av en överbliven koncentration av Rb, U, Th och K. Sr och Ba uppträder ofta som kompatibla element under kristalliseringsprocessen (Subba Rao 2002).

### **3. Regionala geologin**

#### **3.1 Södra Finlands berggrund**

Södra Finlands berggrund hör till den svekofenniska domänen och de äldsta bergarterna som påträffas är ca 1,9 Ga suprakrustala vulkaniter. Dessa skärs utav 1,88 Ga synorogena och 1,83 Ga senorogena granitoider. De södra Svekofenniderna som utsträcker sig från Bergslagen i centrala Sverige till södra Finland, har sitt ursprung från öbågevulkanism med två huvudsakliga metamorfoskedan vid 1,88–1,87 Ga och 1,83–1,80 Ga, som har satt spår i berggrunden (Lahtinen 2012).

1,8 Ga postorogena shoshonitiska intrusioner finns utspridda i södra delen av den svekofenniska zonen. Efter en magmatisk lugn period från 100–200 miljoner år uppstod en stor volym rapakivigranit och associerade anortositiska bergarter (Eklund et al. 1998; Nironen 1997).

#### **3.2 Palaeoproterozoiska utvecklingen i södra Finland**

Lahtinen et al. (2005) beskriver den tektoniska modellen över uppkomsten av den palaeoproterozoiska jordskorpan i Fennoskandien under tidsramen 2,06–1,78 Ga. Denna process beskrivs som en flerdeldad sekvens av deformation, höggradig metamorfos och associerad granitisk plutonism som har utplånat primära strukturer i suprakrustala bergarter i det södra svekofenniska komplexet. En serie av öbågekomplex antas ha kolliderat mot den arkeiska kratonen och orsakat kompression i en het och juvenil litosfär (Nironen 2005).

Lahtinen et al. (2005) har föreslagit fem orogenier med varierande tektonisk historik under perioden 1,92–1,79 Ga; 1. Lappland-Kola orogenin, 2. Lappland-Savo orogenin, 3. Fenniska orogenin, 4. Svekobaltiska orogenin och 5. Nordiska orogenin.

I början av Lappland-Kola orogenin pågick ett kratoniskt stadium med kontinentalsplittring längs med den västra delen av den karelska kratonen, som skapade en aktiv kontinental öbågemiljö med bassänger, s.k. back-arc. Lapplands granulitbälte bildades genom en tillslutning av en ensialisk kontinental jordskorpa. Klimaxet av metamorfosen i granulitfacies uppnåddes före huvudskjuvningen ca 1,91 Ga då två öbågekomplex slogs ihop. Orogenisk kollaps tros ha förekommit under 1,88–1,87 Ga, som resulterade i en förtunning av jordskorpan under kontinenten (Lahtinen et al. 2005; Väisänen 2002).

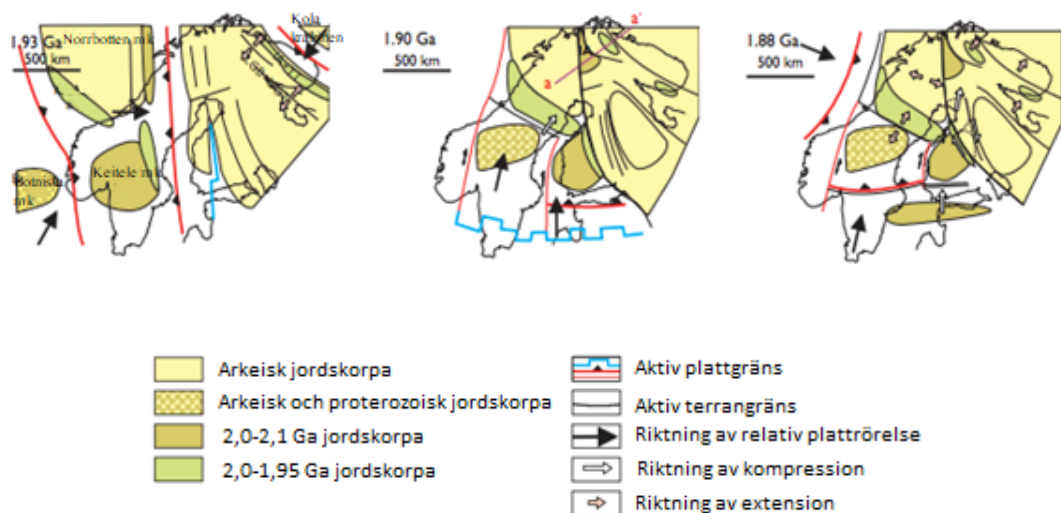
Subduktionsrelaterad magmatism pågick under Lappland-Savo orogenin, då Keitele mikrokontinent startade en kollision i norr mot karelska kratonen ca 1,92 Ga. Kratonerna som bildades består till stora delar av subduktionsrelaterad vulkanoklastiska och plutoniska bergarter. Norrbottens mikrokontinent var relaterad till en avtagande fas av subduktion som var inledande till kollisionen mellan Bottniska mikrokontinenten och Norrbottens kraton (Lahtinen et al. 2005).

Accretion av Keiteles mikrokontinent under karelska kratonen gav upphov till en omvänd subduktion som ledde till utvidgning och förminskning av kontinentalöverskott. Den kortlivade subduktionen under 1,90–1,89 Ga var troligen associerad med plutonism i Tammerfors-bältet. Den äldsta indikeringen av krustal utveckling i södra Finland kan påträffas från äldre palaeoproterozoiska och arkeiska zirkoner i metasediment och intrusiva bergarter från Orijärvi området vid Uusimaa-bältet. Dessa är relaterade till en bimodal vulkanisk öbåge där en ryolit åldersbestämdes till 1895 Ma (Väisänen 2002).

Efter accretionen av öbågar från 1,92–1,87 Ga mot den arkeiska-karelska kratonen följdes extension av sammanslagna terrans som gav upphov till den svekobaltiska kontinent-kontinentkollisionen med Sarmatia under tidsperioden 1,84–1,79 Ga. Svekofenniska öbågesystemet kolliderade oblikt mot den arkeiska kontinenten, kontinuerligt med tillväxten av öbågar och bildade en ny kontinental jordskorpa. I samband med kontinentalkollision förtjockades jordskorpan upp till ca 70 km. Vid slutet av förloppet genererades en stor mängd synorogen magmatism som skapade intrudering av

intermediära till felsiska plutoniska bergarter i sydvästra Finland (Lahtinen et al. 2005; Pajunen et al. 2008).

Fenniska orogenin anses vara en nord-sydlig accretionsförlopp under 1,89–1,87 Ga. I söder förekom subduktion av en oceanisk platta och ca 1,89 Ga migrerade subduktionszonen mot den tjocka litosfäriska kölen av Keitele mikrokontinent. När subduktionsförloppet upphörde skedde det kontraktion som orsakade deformation och migmatisering. Spänningen uppdelades och stark veckning påverkade berggrunden i gränzonen mellan Karelen och Keitele, medan kraftig förtjockning pågick vid de forna riftbassängerna i den norra delen av karelska kratonen. Perioden från 1,89–1,87 Ga pågick det huvudsakliga kollisionsskedet som associeras med den stora mängd kontinental tillväxt i den centrala delen av den Fennoskandiska urbergsskölden (Lahtinen et al. 2005). I södra Finland bildades sammandragna strukturer som indikerar extension. Vid slutskedet av extensionen, blev de svekofenniska och arkeiska domänerna sammanslagna och därefter skedde geotekniska förlopp i den nya kontinenten. Den södra finska granitoidzonen och de tidiga tonaliterna i söder är kopplade till den deformerade nya kontinentala jordskorpan (Pajunen et al. 2008). Figur 5 förklarar händelseförloppet innan sammanslagningen mellan domänerna och mikrokontinenterna.



Figur 5. Tektonisk modell av den Fennoskandiska sköldens utveckling under 1,93–1,88 Ga, innan sammanslagningen av domäner (modifierad från Lahtinen et al. 2005).



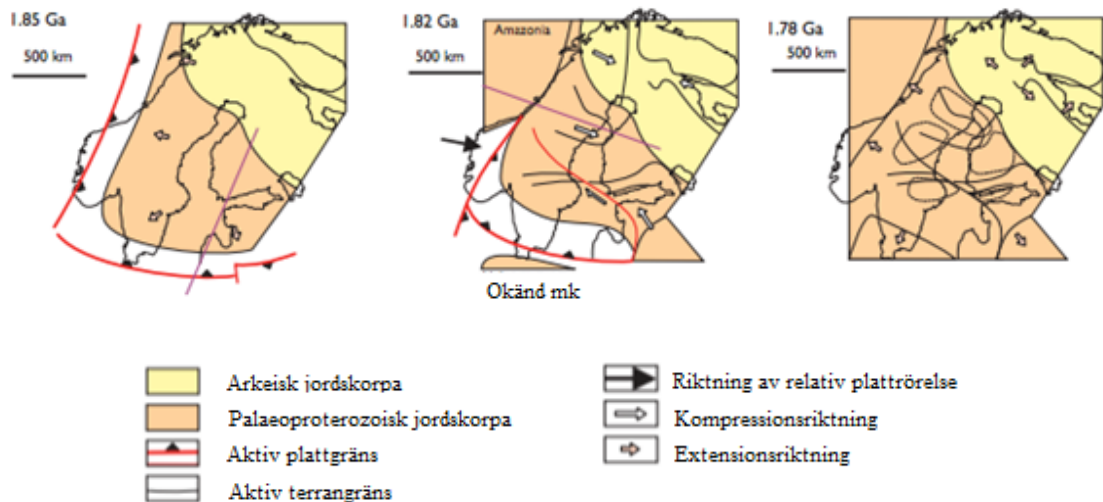
Subduktionen i väst migrerade söderut längs med gränsen av den sammanslagna kontinenten ca 1,87 Ga och omkastning av subduktion uppstod i den södra gränsen. Ändringar i plattrörelsen associeras med storskalig extension vid 1,86–1,84 Ga och extensionsbassänger bildades. Uttunning orsakad av extension var koncentrerad i Bergslagen-Häme området och bottniska delen eftersom dessa fortfarande var uppvärmda efter Fenniska orogenin. Extensionen av het jordskorpa tyder på en orogenisk kollaps under 1,87–1,85 Ga. Astenosfärisk uppvärmning och uttunning av litosfären ökade snabbt temperaturen i den lägre och mellersta jordskorpan och gav upphov till värmekällan för migmatisering och granitbildning (Lahtinen et al. 2005).

Svekobaltiska orogenin anses vara en kontinent-kontinentkollision som pågick mellan 1,84–1,80 Ga. Gränsen vid den forna Keitele kontinenten stabiliserades vid 1,85–1,81 Ga och som konsekvens saknas magmatism från denna tid i dessa områden. I det tidiga skedet av den Svekobaltiska orogenin är transpressionala strukturer via kompression i södra Finland och centrala Sverige relaterade till kollisionen mellan Fennoskandien och Sarmatia. Områdena blev till följd uppdelade i segment av krustalskaliga skjuvzoner. Fortsatt förminskning av den förtjockade jordskorpan skapade skjuvzoner riktade från öst till väst. Via dextral förflyttning transporterades Bergslagens mikrokontinent till den nuvarande positionen ca 1,82 Ga. Nordvästriktad tryckkraft och veckning i södra Finland var också associerad med fortsatt migmatisering och granitmagmatism, som påträffas vid lokala domäner av granulitfacies metamorfos under 1,83–1,81 Ga (Lahtinen et al. 2005).

1,82–1,79 Ga uppstod det transskandinaviska magmatiska bältet (TMB), som anses vara kärnan av den Nordiska orogenin. Bältet beskrivs som en nordriktad batolitisk bälte som är delvist täckt av kaledoniska bergarter och härstammar från magmatism i en konvergenszon. Utvecklingen av TMB påbörjades under deformationen i södra Finlands granitoidzon (Lahtinen et al. 2005). Efter huvudkollisionen fortsatte den forna södra svekofenniska öbågekomplexet med postkollisonal konvergens, och lokalt bildades anorogen granit från djupare omgivning. Den krustala upplyftningen var som mest intensiv ca 1,8 Ga och förknippas med mantelhärledd shoshonitisk inträngning med anatektiska graniter. Orogenesen är förknippad med diakron vulkanism och magmatism

som gradvis blir yngre mot sydväst i södra Finland. Följaktligen är de sammanhängande strukturella och metamorfa skedena yngre mot sydväst (Väisänen 2002).

Vid slutet av den Nordiska orogenin skedde det orogenisk kollaps under 1,79–1,77 Ga. TMB-granitoider intruderades under extension antingen i en konvergenszon eller intratektoniskzon samtidigt. Lahtinen et al. (2005) föreslår att påbörjandet av krutal uppsmältning och granitformationerna är relaterade till extension med mantelderiverad värmekomponent av arkeisk lägre jordskorpa. Pegmatiter i västra Finland och sydvästra Finland definieras som tektomagmatisk episod och markerar som slutet av den termala aktiviteten i den Fennoskandiska skölden. Postkollisional metamorfos vid 1,79 Ga följdes av avkylning vid 1,77–1,73 Ga i de sydvästra delarna av fennoskandiska krustala segment (Lahtinen et al. 2005). Figur 6 förklarar det slutliga skedet innan den tektoniska lugna perioden.



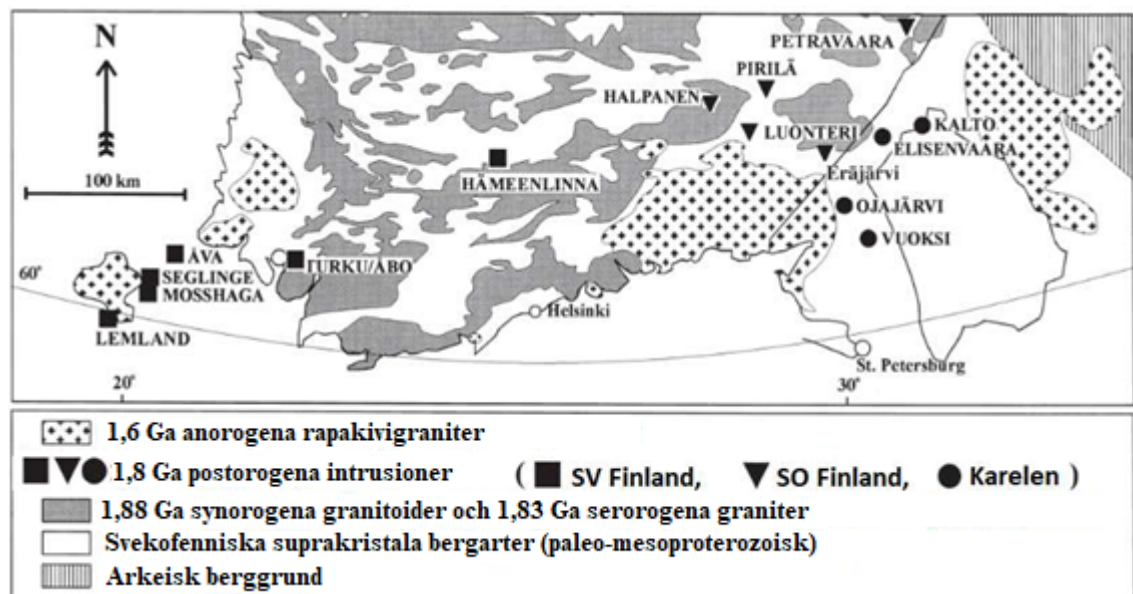
Figur 6. Tektonisk modell över bildningen av den Fennoskandiska skölden i slutskedet mellan 1,85–1,78 Ga (Modifierad från Lahinen et al. 2005).

Lahtinen et al. (2005) beskriver en storsaklig kollaps under den Nordiska orogenin i den Fennoskandiska skölden vid 1,79–1,77 Ga innan påbörjandet av gothiska utvecklingen i den västra gränsen av den Fennoskandiska skölden. Denna avkylda period är uppdelad i olika tektoniska episoder som följdes av rapakivimagmatism. Postsvekofennisk deformation och magmatisk aktivitet är starkt kontrollerade av de äldre svekofenniska

strukturerna. Rapakiviområden som till exempel Bodom och Obbnäs var kontrollerad av intersektioner via storskaliga svekofenniska krustala skjuvzoner. I en bred skala är rapakivigraniter lokaliserade i en nära association med svekofenniska deformationszoner (Pajunen et al. 2008).

### 3.3 Postkollisionala intrusioner

I den sydöstra delen av den Fennoskandiska skölden längs med ett ca 600 km öst-västriktat bälte från sydvästra Finland till Ladoga sjön i Ryssland, påträffas minst 14 postkinematiska intrusivkomplex med åldern 1815–1760 Ma. Den omgivande geologin består främst av preorogena suprakrustala bergarter och bryts av senorogena granitoider. Anorogena rapakivigraniter och associerade anortositiska bergarter påträffas vanligtvis i närheten av komplexen (figur 7) (Eklund et al. 1998).



Figur 7. Södra Svekofennidernas geologiska karta, där de postkollisionala intrusionerna är märkta baserat på område (Modifierad från Eklund et al. 1998).

Metamorfos i amfibolitfacies dominerar i det svekofenniska bältet med intensiv migmatisering. Lokalt förekommer också granulitfacies, där både temperatur- och tryckförhållandena har varit höga. Genomgående intruderades de postkinematiska intrusionerna efter den metamorfiska kulminationen, men är påverkade av

orogenrelaterade skjuvzoner. Därför anser Eklund et al. (1998) att benämningen postkollisional är mer korrekt och baserat på geokemin består intrusionerna av shoshonitisk sammansättning.

Intrusionerna är i regel avrundade komplex med en varierande diameter där de minsta är 1 km till de mer utbredda som är 15 km. I kontrast med de åländska ringkomplexen, är Parkkila och Eräjärvi plutonerna mer gångartade med en längd på flertals kilometer. Samtliga intrusioner skär den äldre omgivande berggrunden med skarp kontakt (Eklund & Shebanov 2004). Intrusionerna i ryska Karelen varierar mer signifikant i sina sammansättningar, där antingen mafiska eller granitiska bergarter är de mer dominerande bergarterna (Rutanen et al. 2010). I sydvästra Finlands skärgård är granitintrusionerna associerade med monzoniter och en sekvens av lamprofyrgångar. De monzonitassocierade graniterna är folierade och rika med xenoliter som består av omgivande äldre bergarter som amfiboliter eller migmatiter. Åva, Mosshaga och Seglinge komplexen påminner petrologiskt om varandra med varierande strukturer. Den mest kompletta ringstrukturen är Åva, medan enbart den östra delen av Seglinge komplexet är blottställt på grund av förkastningsrörelser från skjuvzonen. Mosshaga komplexet har en mer elliptisk form med små, smala och nästan vertikala konytor (Branigan 1987 & 1989).

### **3.4 Geokemiska egenskaper av intrusioner i södra Finland**

Shoshonitiska bergarter associeras med kalkalkalin obågevulkanism som karaktäriseras av låg Fe-berikning med höga halter av  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  och sällsynta jordartsmetaller (Morrison 1980). De postkollisionala bergarterna i södra Fennoskandien har en varierande halt av  $\text{SiO}_2$  från 32 till 78 viktprocent med en klar koppling till halten av sällsynta och alkaliska jordartsmetaller (Rutanen et al. 1997).

I den åländska skärgården är det en varierande halt av huvudelement i de västra intrusionerna (Lemland och Åva). Rutanen et al. (2011) som har undersökt sex intrusioner i södra Finland, har kommit fram till att sammansättningen varierar från monzogabbro/alkalisk till monzo- eller syenogranitisk, men i överlag dominerar

monzodioritiska till kvarts-monzonitiska sammansättningar. De basiska till intermediära bergarterna är alkalirika ( $K_2O + Na_2O > 4$  viktprocent). Det antas att det snabbt uttömda mantelmaterialet blev starkt berikat av  $CO_2$  och av smältperkolation från de subducerande sedimenten. Rutanen (2010) som beskriver geokemi, isotoper och geokronologi från mantel- och skorpderiverad magmatism i den Fennoskandiska skölden, menar att den inledande magman som är associerad med den shoshonitiska sammansättningen, anses härstamma från en subduktionsanrikad mantel under postkollisional uppstigning. Den litosfäriska mantlen blev karbonatiserad via metasomatism, som syns särskilt mer i de ryska intrusionerna än i väst. I den karbonatrika manteln berikades det med  $P_2O_5$ , F och sällsynta jordartsmetaller. I väst där det skedde en mindre påverkan av karbonatisk metasomatism bildades kalkalkaliska lamprofyrer och ekvivalenta plutoniska bergarter. Via kalkyleringar på Lemlandmassivet är det möjligt att bilda graniter med höga Ba och Sr-halter genom att avlägsna 50 viktprocent av magman som innehåller biotit, plagioklas, magnetit, apatit och titanit (Rutanen 2010).

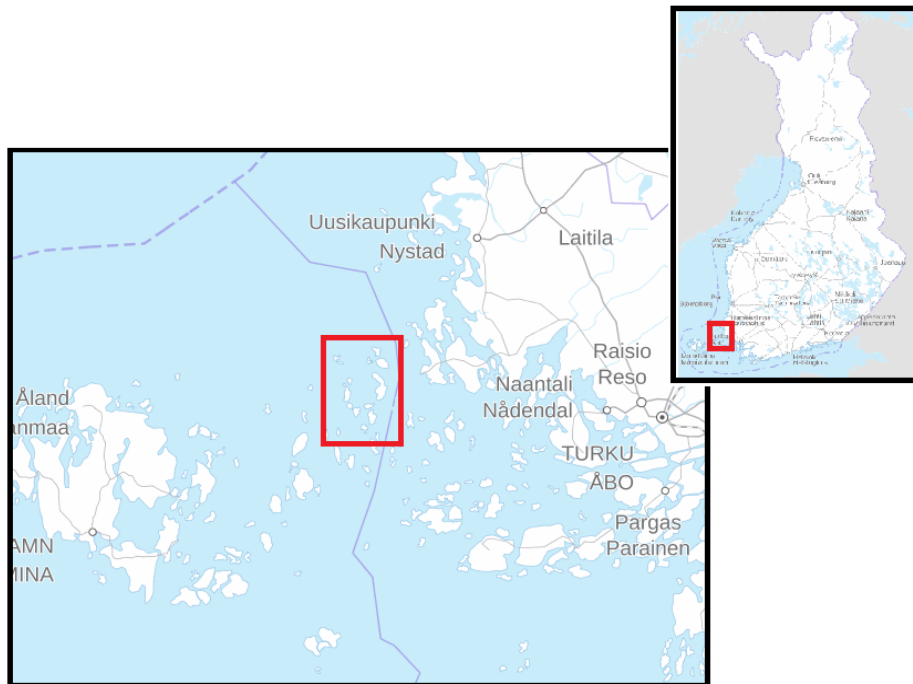
De associerade granitoiderna har en mer varierande sammansättning och visar senorogenisk granitoidkaraktär. Graniterna i Åbo och Renko har en sammansättning mellan senorogen och postorogen magmatism, medan Luonteri, Petravaara och Pirilä är mera postorogena i sin sammansättning.  $SiO_2$ -halten i dessa granitoider varierar mellan 50 till 70 viktprocent som kan eventuellt förklaras med hybridisering mellan de kraftigt anrikade, mantelderiverade magmorna och de anatektiska granitmagmorna från den juvenila svekofenniska jordskorpan (Rutanen et al. 2010).

## **4. Forskningsområdet**

### **4.1 Geografisk läge**

Forskningsområdet befinner sig på landskapet Åland och tillhör Brändö kommun, sydvästra Finland. I den geografiska forskningscentralens berggrundskarta, skala 1:100 000 är området utmärkt inom kartblad 1023-Kumlinge och 1041-Iniö. Studieområdet befinner sig inom ostkoordinaterna 1490000 och 1506500 samt nordkoordinaterna

6699000 och 6711000 i det nationella koordinatsystemet (KKJ). Åva ringkomplex breder ut sig ca 7 km i diameter, där områden som har bekräftats tillhöra komplexet är inräknade. Ängskärsfjärden utgör den centrala delen och är omgiven av sju större öar: Bolmö, Nottholm, Långholm, Pålholm, Ramsö, Fiskö och Storholmen. Lokaliseringen av studieområdet är markerad i figur 8.



Figur 8. Forskningsområdets geografiska läge.

## 4.2 Tidigare forskning

En översiktlig berggrundskartering över sydvästra Finland gjordes i slutet av 1800-talet, där kartbladet över Åland är inräknat (Moberg 1890). En första klassificering av graniter utfördes av Sederholm (1934), där graniterna runt Åva fick kategoriseras som en grupp av porfyrisk granit. En detaljerad beskrivning över ringkomplexet av Boström (1951) och Kaitaro (1952), förklarade även strukturen över de radiala lamprofyrgångarna. Gångsystemens struktur och morfologi forskades ytterligare av Kaitaro (1954). En utförlig geologisk berggrundskarta utav den sistnämnda hänvisningen har delvist utgått ifrån i detta arbete.

En intrusionsmodell baserat på struktur- och mekanismbeskrivningar utfördes av Ehlers och Bergman (1984). Modellen beskriver en kraftfull intrusion av granitisk och monzonitisk magma som har uppkommit i en spröd jordskorpa och har orsakat stark brecciering av sidoberg omringad av Åvas grovporfyriska granit. Denna modell anses vara den senast utförda beskrivningen över uppkomsten av ringkomplexet.

Hubbard och Branigan (1987) har beskrivit den generella strukturgeologin runt Åva, där de förklarar att komplexet kan ha en nära koppling till den anorogena rapakivigraniten, genom att ha deriverats från samma magma. Geokemiskt påminner Åva-graniten om den åländska rapakivigraniten. Branigan (1987) behandlar skjuvzonens inverkan på den proterozoiska delen av den åländska skärgården, där det nämns att Åva har indikatorer av skjuvning vid olika tidsskeden. Branigan (1989) beskriver ytterligare Åva-graniten som har migrerats snabbt och kraftfullt utifrån undersökningar av fältspatstexturer, som indikerar en kristallrik suspension.

Första beskrivningen av bimodal magmatism i området framhövdes av Lindberg och Eklund (1988), där geokemiska och petrologiska studier mellan granitisk och basaltisk magma utfördes. I Eklund et al. (1998) nämns Åva som ett av 14 postkollisionala ringkomplex i södra Finland och ryska Karelen. Bergarterna tillhör en grupp av shoshonitisk karaktär från kaliumrika ultramafiska monzoniter som är berikade med P, F, Ba och Sr och lätta sällsynta jordartsmetaller till höghaltiga Ba och Sr graniter.

I Eklund och Shebanov (2004) bestämdes åldern på den porfyriska graniten och mätningar gjordes av intensiva parametrar för att beskriva kristalliseringsförhållandet innan graniten migrerades till den övre jordskorpan. Intrusionsprocessen lär ha varit mer utdragen med steg av magmadifferentiering och kristallisering innan den slutliga placeringen i den övre jordskorpan har ägt rum.

Inom Pro gradu-forskning har Åva varit en betydelsefull lokal. Skyttä (2002) har beskrivit skjuvzonens påverkan av magmamigreringen via strukturella mätningar och magmatiska aspekter. Slutsatsen var att Åva har likheter med delar av centrala Sverige, där stora

skjuvzoner ofta omsluter odeformerade granitoida områden. Nikkilä (2007) undersökte metamorfosgraden runt Brändö-området genom termobaromätningar. Resultat visar att Brändös norra del befinner sig inom granulitfacies, 6 till 6,5 kbar (750 till 800 °C) och södra delen inom amfibolitfacies, 4 till 5 kbar (550 till 600 °C).

## 5. Lokala geologin

### 5.1 Omgivande berggrund

Åva ringkomplex kännetecknas av sin cirkulära morfologi, som utgör formen av intrusionen. Radien på ringkomplexet har ansetts vara runt 5 km och är omgiven av inåt stupande koncentrisk ringformade gångar av grovkornig Åva-granit i den centrala delen (Eklund & Shebanov 2004). Berggrundskartan i Figur 9 visar en överblick av Åvas omgivande berggrund med namngivning på bergarter (Eklund & Shebanov 2004).

Kaitaro (1953) namngav de äldre kringliggande bergarterna till den gemensamma benämningen migmatiter med stöd av Sederholms (1926) namngivning på bergarter i södra Finland. Migmatiterna i skärgården har som protolit äldre graniter, granitiserade skiffrar och amfiboliter som är rikligt blandade. Mest vanlig bland dessa bergarter på Åva är gnejsig granit (granodiorit) och mikroklinggranit. Dessa kan bestå övervägande av inlagringar som namnges till glimmergnejs eller granatbärande glimmergnejs. Gnejsgraniten är fin-medelkornig och har en väl utvecklad foliation i den södra delen utanför komplexet. Dessa är sällan homogena och innehåller ofta av gångar av olika sorters graniter (Kaitaro 1953).

Ehlers och Bergman (1984) beskriver att en stor del av fragmenten från den omgivande äldre berggrunden, består av medelkornig, svagt skiffrig mikroklinggranit, som intar centrala delen av Åva komplexet. Dessa fragment syns extra tydligt på Ängskär och på flertals öar vid centrala delen av fjärden. Mer utanför komplexet bland pre- och synorogena bergarter, finns välbevarade glimmergnejsar som är relativt heterogena och varierar med kornstorleken från finkorniga glimmerskiffrar till grovkorniga ådergnejsar.



Veckning och skiffrihet påträffas rent allmänt runt omkring. I sydöstra delen av Åva förekommer det nord-sydlig zon av glimmer-hornbländegnejs med hög biotithalt som tyder på sedimentärt ursprung. Rikligast förekommer amfiboliter och hornbländegnejser på Torsholma inom Brändö kommun (Karhunen 2004).

## 5.2 Monzoniter

Den gemensamma benämningen på mafiska bergarter av shoshonitisk härkomst är monzonit och formar ringgångar av varierande tjocklek och förekommer mest i de södra och östra delarna av ringkomplexet (Ehlers & Bergman 1984). Monzoniterna på Åva är medelkorniga, mörka till mörkgrå och ställvist porfyrisk. Strukturellt är de mer massiva och visar ingen desto större deformation men i kontaktzoner kan de påvisa en mer plan foliering. Åvas shoshonitiska monzoniter varierar från kvartsmonzonit till monzodiorit och huvudmineralen är plagioklas, biotit, hornblände, kvarts och kalifältspat (Karhunen 2004; Bergman 1986). Kvartsmonzoniten är medelkornig med anmärkningsbara höga halter av titanit. Den påträffas mest i södra och östra delen av intrusionen, där den skärs igenom av Åva-granit. På vissa områden finns den som rundade inklusioner i graniten. Spridd ocellittextur är en vanlig egenskap av shoshonitiska monzoniter på Åva samt på övriga postkollisionala intrusioner i närområdet. Kärnan består främst utav enskilda kvartskristaller och är kantad av små hornbländekristaller som bildar en mer diskret mantel. Dessa texturer är vanliga i basiska bergarter som senare har blivit intruderade av granitiska magmor och har uppkommit via metasomatiskt ursprung till följd av hybridisation (Bergman 1986).

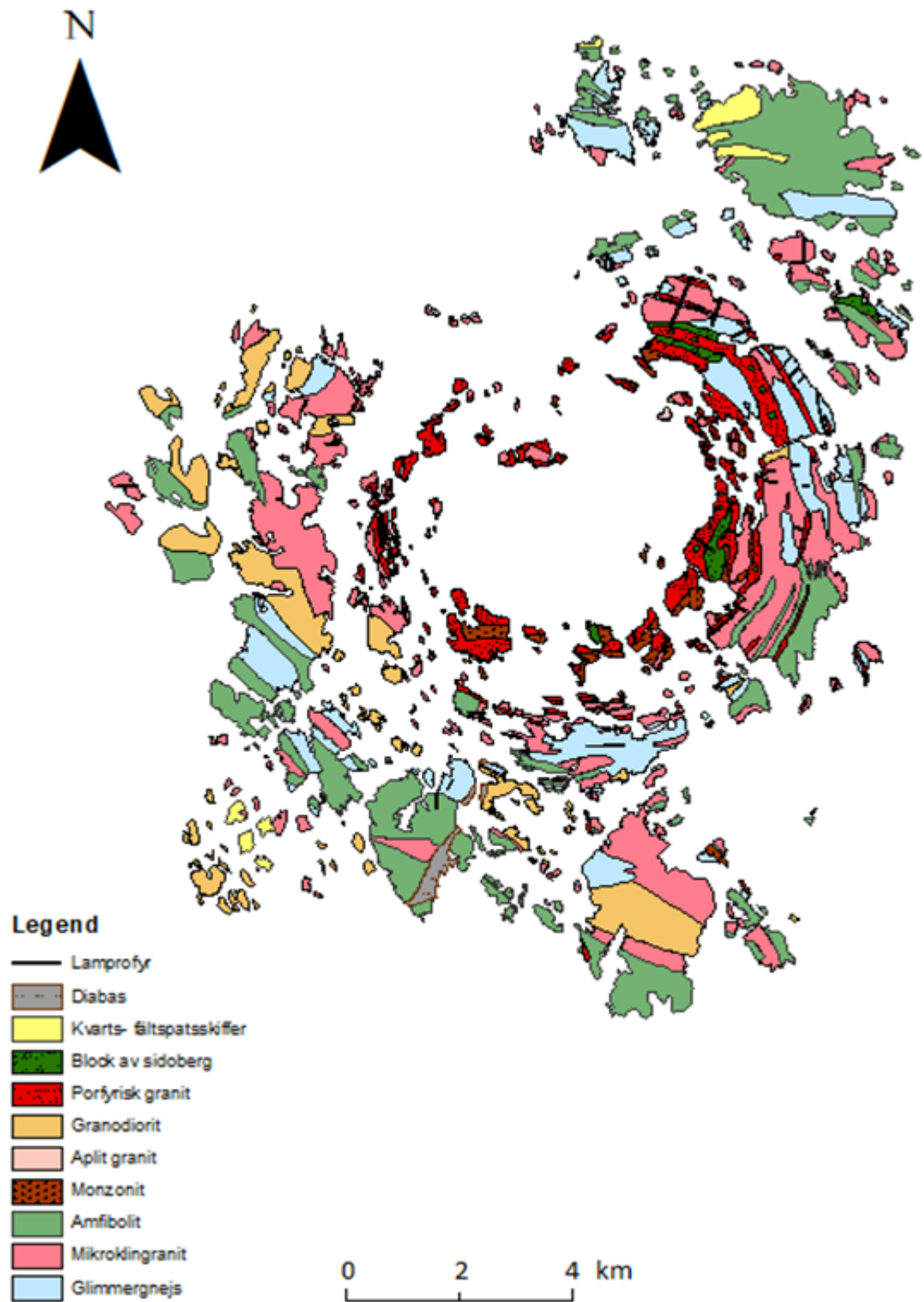
## 5.3 Åva-granit

Shoshonitisk monzonit och Åvas grovporfyrisk granit har ofta mingelstruktur vilket tyder på att de är relativt samtida med varandra. Åva-granit är rödaktig och grov-medelkornig med en svag foliation som utgörs av mikroklinmegakrister med en storlek vanligtvis mellan 2 till 3 cm, men mindre fenokrister förekommer likväl. Megakristerna är rundade, korroderade och ibland subhedrala i formen. Dessa kan innehålla inlagringar av amfiboler, glimmer, plagioklas, titanit, accessorisk apatit och zirkon. Matrix består

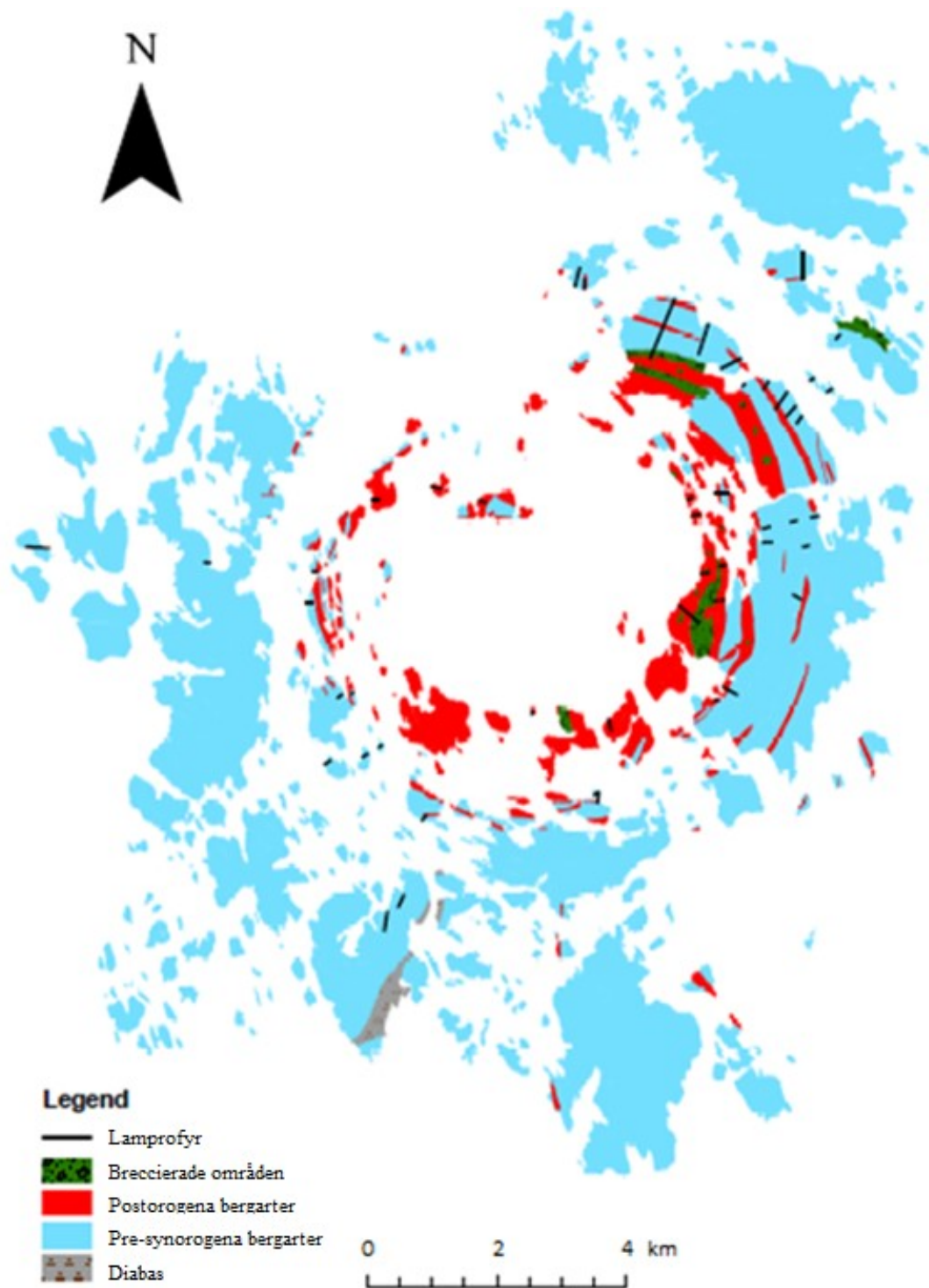
främst av kvarts, biotit, plagioklas, kalifältspat och Fe-Ti-oxider (Eklund & Shebanov 2004). Jämnkorniga och aplitiska varianter av graniten påträffas i den yttre delen ringkomplexet och i två mindre intrusioner som går in i den centrala delen av Åva massivet. Kontakten mellan Åva-granit och shoshonitisk monzonit är tydlig (Ehlers & Bergman 1984; Bergman 1986). På lokala områden förekommer den som gångar utanför komplexet tillsammans med aplitiska varianter som ofta innehåller fragment av Åva-granit. Det är troligt att dessa förekomster är associerade med slutskedet av intrusionen (Karhunen 2004).

#### 5.4 Gångbergarter

Runt komplexet skär radiella shoshonitiska lamprofyrgångar som varierar i mineralsammansättningen från hornblände- till biotitdominerande variationer (Bergman 1984). Troligtvis är dessa från den slutliga fasen av intrusionen, om man bortser från pegmatitiska och aplitiska gångar. Lamprofyrerna skär sig igenom monzoniter och graniter, samt sträcker sig ut till äldre omgivande gnejser (figur 10) (Ehlers & Bergman 1984). Kaitaro (1953) beskriver detaljerat lamprofyrgångarna runt Åva. Antalet är minst 50 och gångarna är oftast vertikala. De flesta gångarna vid samtliga lokaler har samma vinkel i förhållande till folieringen. Tjockleken varierar från 0,5 till 1,2 m, beroende på var de befinner sig. Den tjockaste på 2 m befinner sig på Ytter-Långskär. Formen är mycket varierande då flertalet har en utvidgad form så förekommer även mer oregelbundna varianter. Alla Åvas bergarter skärs utav diabasgångar som är kopplade till en regional gångserie över hela skärgården. Överlag är strykningen på gångarna 40° med brant stupning som troligtvis fyller utdragna sprickor. Samtliga diabaser består av hornblände och plagioklas, ofta med dendritisk magnetitberikning (Kaitaro 1953).



Figur 9. Berggrundskarta över Åva ringkomplex (modifierad från Ehlers & Bergman 1984, Ehlers et al. 1986, Kaitaro 1953).



Figur 10. Karta som uppdelar bergarterna till postorogena, pre-synorogena och gångbergarter. (modifierad från Kaitaro 1953, Ehlers & Bergman 1984, Nikkilä 2007)

## 5.5 Struktureologi runt Åva

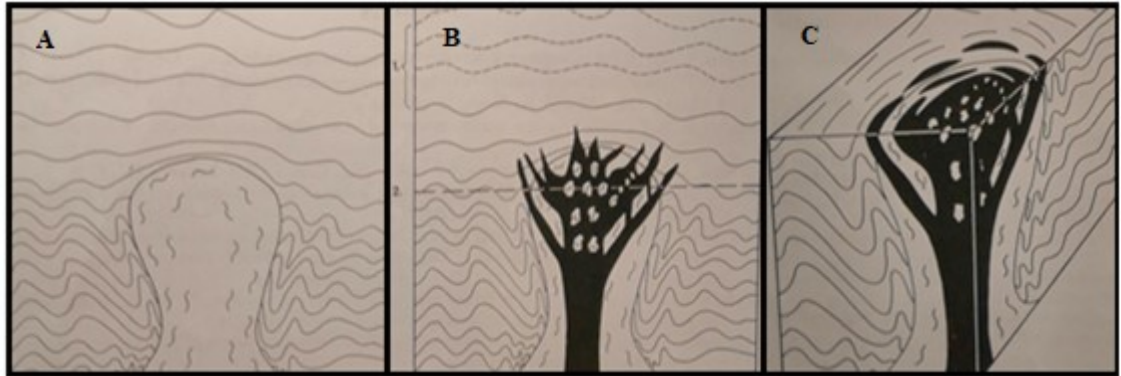
Den generella topografin tyder på att Ängskärsfjärden är relativt grunt, med det lägsta djupet på 20 m och är högst troligt täckt av monzonit och granit. De har en mer sönderdelad karaktär än de flesta äldre gnejser p.g.a. deras grovkornighet och täta uppsprickning. Ett typiskt drag runt ringkomplexet är det strålformade spricksystemet som omger området och ger upphov till klyftor och radiella dalar i den östra delen av de bågformade öarna. De viktigaste strukturegenskaperna är den överensstämmande strykningen och den nästan oföränderligt brant stupande omgivande berggrund vid periferin av ringkomplexet. Längre bort är stupningen nästan vertikal vilket leder till antagandet att Åva inte tillhör en domänstruktur, vilket annars är vanligt för granitbatoliter (Kaitaro 1953).

I södra delen av Åva ringkomplex är den allmänna strukturella trenden nordvästlig till sydostlig och visar generellt mer strukturer av veckning än skjuvning. Vid östra delen är skjuvningen mer utdragen och är mest kontrollerad av ren skjuvning med småskalig enkel skjuvning. Skyttä (2002) framställer att det förekommer mer söderut från Ängskärsfjärden två variationer av horisontella riktningar. Första varianten indikerar en nordlig riktning och den andra varianten indikerar en nordostlig riktning. Det kan kopplas till olika steg från bildningen av intrusionen tillsammans med den mer generella svekofenniska deformationen i skärgården. Mer enhetliga områden finns på Korsö och Fiskö, med nordvästlig till sydostlig riktning på folieringen. Folieringen dippar mer på Korsö med en vinkel från 40° till 50° med nordostlig riktning (Skyttä 2002).

## 5.6 Tidigare uppkomstmodell av ringkomplexet

En grundlig modell av Bergman och Ehlers (1984) där det illustreras kraftfulla injektioner i en spröd äldre berggrund. Utifrån de breccierade partierna av äldre omgivande bergarter har den intruderande graniten lyft upp zoner av uppsprucket material. Deras hypotes beskriver en senorogen mikroklinggranit som plastiskt deformerar den äldre gnejsen och bildar områden med stark veckning (figur 11). Vid ett senare skede, påbörjades intrudering av postorogen granit i det spröda berget och gav upphov till intrusionen på

Åva. Åldersskillnaden mellan dessa skeden kan inte vara stor på grund av den höga åldern av den tredje gruppens graniter (1800–1840 Ma).



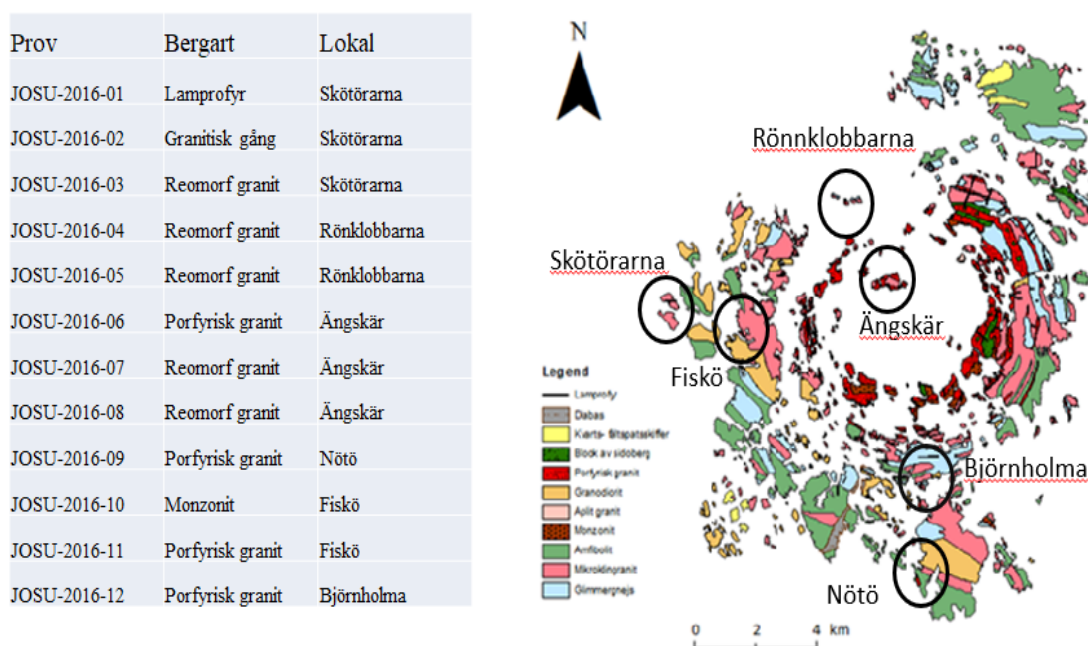
Figur 11. Intrusionsmodell över Åva. A: intrusion av senorogen mikroklinggranit. B: påföljande intrusion av postorogen granit i spröd berggrund. C: dagens erosionsnivå (Ehlers och Bergman 1984).

Enligt Branigan (1989) har processen i de tidigt postorogena graniterna i sydvästra Finland genomgått en kraftfull och snabb process av injektioner vid ytlig plan. Via analyser av fältspatstexturer, konstateras det en varierande fältspatpopulation med både varma och kalla deformationsegenskaper. Graniten var fluidiserad och konstruktioner av hastighetsprofiler påvisar en hastighet som sträcker sig till  $6,5 \text{ ms}^{-1}$ . Hubbard och Branigan (1987) modell tyder på magmamixning och är kopplad till en mer utbredd magmakammare i den mellersta jordskorpan som blev påfylld av senare magma från manteln. Eklund och Shebanov (2004) undersökte geokronologin av zirkoner från flertals bergarter på Åva som visar att slutskedet av intrusionen skedde i den övre jordskorpan vid 1770–1760 Ma. Innan slutskedet residerade bergarterna vid den mellersta jordskorpan på ett djup mellan 18 till 25 km (5 till 7 kbar), utifrån termobaromätningar från amfibolbärande hopsättningar i megakrister av kalifältspat från graniten.

## 6. Material

### 6.1 Fältobservationer

Fältundersökningar ger en enhetlig blick på en makroskopisk skala där strukturer och petrologin beaktas. Utanför Åva-komplexet påträffas gångar av Åva-granit, som skär den regionala folieringen. En trolig tolkning är att dessa är kopplade till strukturer som har orsakats av intrusionen. Därmed har tolv provtagningspunkter tagits från omgivande lokaler runt och i mitten av Ängskärsfjärden (figur 12). Lokaler som har provtagits är Skötörarna, Rönklobbarna, Ängskär, Nötö, Fiskö och Björnholma.



Figur 12. Provtagningslokaler med tabell på provnamn och bergarter (modifierad från Ehlers & Bergman 1984, Ehlers et al 1986, Kaitaro 1953).

De provtagna bergarterna är från olika varianter av granitiska och mafiska bergarter. En benämning som har använts på en stor del av graniterna i detta arbete är reomorf granit. Reomorfism är ett begrepp som kännetecknar spröd deformation och återaktivering av en äldre bergart. De tätt sammansatta mineralerna blir instabila under temperaturförändring och börjar flöda vilket kan kallas sekundärt massflöde (Wolf & Wright 1981). Förhållanden mellan kvarts och mikroklin med oregelbunden massa som har utplånat de tidigare strukturerna, indikerar att kisel- och alkalibärande lösningar påminner om en

metasomatisk omvandling. Det framhärddas av reomorfism och kan reflekteras till en progressiv förändring i ett orogent skede (Steven 1957).

Åva-granitens radiella gångar på områden utanför ringkomplexet har provtagits på fyra lokaler. Söder om Åva, på Nötö och Björnholma påträffas två massiva gångar som generellt påminner om varandra och skär sig igenom äldre synorogen berggrund eller tillsammans med reomorfa graniter. De mafiska shoshonitiska bergarterna som har provtagits är monzonit på Fiskö och en lamprofyrgång på Skötörarna. Dessa har en klar koppling till intrusionen och kan beskrivas som indikatorer till vad som har tillhört intrusionsskedet.

## 6.2 Fältbedömning

### 6.2.1 Västra Åva

De tre första provtagningspunkterna befinner sig vid västra kanten av komplexet på två holmar. Enligt tidigare karteringar har det framkommit att det skulle finnas spår av Åva-granit där men det påträffades inte under denna fältobservation. Det finns en skiffrihet i områdets migmatit som har riktningsen  $160^\circ$ . Kraftig veckning förekommer tillsammans med plastiskt utdragen boudinage där amfiboliten har gått in i graniten (figur 13). En mafisk lamprofyrgång med riktningsen  $120^\circ$ , förefaller med skiffriheten i området tillsammans med pegmatiten som förekommer i närheten. Ett antal skärande gångar påträffas på området och skär sig igenom migmatitens skiffrihet som visar tydliga bevis för spröd deformation. Av dessa gångar har en granitisk gång med strykningen  $50^\circ$  provtagits (JOSU-2016-02).





Figur13. Kraftig veckning med boudinage, Skötörarna, västra Åva. Pilen visar riktningen mot nord.

Vidare nordost på följande område förekommer det fragmenterade korn med pegmatitiska inslag, vilket kan tolkas som reaktiverad äldre bergart eller reomorft material (figur 14) (JOSU-2016-03). Det finns inslag av mörka partier och existerande granater i områdets migmatiter. I överlag är det kraftig migmatisering men lokalt förekommer det Åva-granit som skiljer sig från övriga migmatiter.



Figur 14. Troligtvis reaktiverad äldre bergart med fragmenterade korn på Skötörarna (JOSU-2016-03).

På Fiskö, väster om Ängskärsfjärden påträffas Åva-granit tillsammans med shoshonitisk monzonit (figur 15). Provbiter har tagits från monzonit (JOSU-2016-10) och från Åva-granit (JOSU-2016-11). Det går att tolka att dessa två magmor har minglat och att monzoniten har runda kontakter i förhållande till Åva-graniten, vilket är bevis för samtida magmatism mellan båda bergarterna. På monzoniten syns små fenokrister av kalifältspat som har dragits från graniten, vilket beror på viskositetsskillnaden på smältorna. Monzonit som är fluidrik med lättare viskositet, har uppfångat in mineral från graniten (Barbarin & Didier 1992). Även kristaller av kvartskorn har reagerat med monzoniten och har bildat en ocellitextur runt kornet, som kan tolkas att dessa magmor är samtida. När mafisk och felsisk magma växelverkar med varandra, dras kvartskristaller från den felsiska smältan in i den mer mafiska hybridmagman i en miljö där de är instabila. Via lokal avkylning främjas kärnbildning av till exempel hornblände och en mörk mantel bildas runt kvartskornet. Monzoniten saknar cumulus textur och anses därför vara kristalliserad direkt från smälta (Baxter & Feely 2002).





Figur 15. Rödaktig grovkornig Åva-granit med finkorniga mörka enklaver av monzonit på Fiskö.

### 6.2.2 Norra och centrala Åva

Norr om Ängskärfjärden på Rönnsklobbarna togs det prov från två varianter av reomorf granit som har tydliga drag av uppsmältet material. Prov JOSU-2016-04 befinner sig inom radiella sprickförkastningar som stryker  $90^\circ$  och följer jämnt med de amfibolitiska partierna som fyller sprickorna (figur 16). Mer österut i området finns en lamprofyrgång som minglar med reomorf granit (JOSU-2016-05) med en motsvarande textur och mineralogi som föregående graniten (figur 17). Lamprofyrgången stryker en nordsydlig riktning, vilket betyder att den följer samma riktningssystem som övriga lamprofyrgångar runt komplexet och skär ringformationen radiellt. På grannholmarna söder om Rönnsklobbarna finns reomorfa gånger som stryker  $100^\circ$  tillsammans med spröda förkastningar med riktningen  $40^\circ$ .





Figur 16. Radiella sprickförkastningar med strykningen  $90^\circ$  och stupar  $70^\circ$  söderut.



Figur 17. Ett exemplar av lamprofyrgång tillsammans med reomorf granit på norra Åva.



Ängskär befinner sig i den mest centrala delen av ringkomplexet. Där förekommer främst den kännetecknande Åva-graniten (JOSU-2016-06) tillsammans med reomorf granit (JOSU-2016-07 & JOSU-2016-08). Även här finns det spår att kalifältspatkristaller från Åva-graniten går över till den reomorfa graniten och har varit samtida med ofullständig blandning. Detsamma berör lamprofyrgången där den har likt den shoshonitiska monzoniten på Fiskö, tagit emot fenokristar av kalifältspat från graniten (figur 18). Denna process tolkas som att material har hämtats vid olika processer av intrusionsskedet, vilket kopplas till att ringkomplexet har genomgått flera steg vid olika djup i jordskorpan.



Figur 18. Kristaller från Åva-graniten är infångade i lamprofyrmagman och har genomgått kristallflytande magmamängling.

### 6.2.3 Södra Åva

Enligt tidigare observationer förekommer det två massiva Åva-granitgångar söder om Ängskärsfjärden. På Nötö påträffas en epidotiserad granitgång som är ca 2 m bred (JOSU-2016-09). Från ett tvärsnitt kan man se att kalifältspatkristallerna är riktade enligt flödesriktning. Smältan har haft hög viskositet, men via den snabba och kraftfulla eruptionen har den intruderats via smala gångar. Strykningen skär området foliation med 90° och stupningen är 60° österut. Mer norrut syns ett antal finkorniga gångar med en

genomsnittlig riktning på  $145^\circ$  som skär sig igenom den semiplastiska omgivningen av äldre gnejs.

I den stora säregna gången av Åva-granit (JOSU-2016-12) på Björnholma syns en del mafiska mineral och texturen är massiv (figur 19). Områdets skiffrihet börjar ändra riktning inne i ringkomplexet och vid komplexets mittpunkt är skiffriheten nästan lodrät i den remobiliserade graniten.



Figur 19. Massiv och grovkornig gång på Björnholma befinner sig ca 5 km söderut om centrala delen av Ängskärfjärden (JOSU-2016-12).

## 7. Metoder

### 7.1 XRF-analys

Röntgenfluorecens, XRF, används rutinmässigt till att studera huvudelement och särskilda spårelement för diverse kemiska analyser. I detta arbete har xrf-analys använts till att analysera bulkgeokemi i proverna, samt mikro-xrf ( $\mu$ XRF) för en överblick av



spårelement i olika fältspater. Främsta skillnaden utav dessa metoder är att  $\mu$ XRF har en rumslig upplösning med en diameter som är många storleksordningar mindre än konventionell XRF. Röntgenstrålen begränsas med hjälp av en småhålsöppning som blockerar en stor del av röntgenflödet som har en negativ effekt på känsligheten av spårelementsanalys (Bichlmeier et al. 2001).

En röntgenstråle är en högfrekvent elektromagnetisk strålning av energi mellan ultraviolett- och gammastrålningsfrekvenserna i det elektromagnetiska spektrumet. Principen är att provet utsätts för primära röntgenstrålar och efteråt släpps det ut sekundära elektromagnetiska röntgenstrålar av särskilda frekvenser från varje element via interaktion av elektronorbital. Moseleyes lag hänvisar till att våglängden av den sekundära röntgenstrålen från ett element är relaterad till atomnumret av elementet. Detta ger antagningen att tyngre element släpper ut kortare våglängder (Potts & Webb 1992).

Proven har förberetts genom krossning samt malning av bergarterna till finkornigt pulver för att sedan komprimeras till antingen pulverpellets eller glasskivor. Efter malningen av proven, beräknas LOI-värdet (*eng. loss on ignition*) eftersom varje bergartsprov innehåller volatiler som kan avlägsnas via uppvärmning av proven. 1 g pulver sätts in i en degel som sen värms upp i en muffelugn i ca 900 °C under 45 minuter. Efteråt vägs provet på nytt och viktskillnaden före och efter uppvärmningen räknas fram.

Proven beskjuts av röntgenstrålar från en röntgenstråletub med en potential mellan 10 och 100 kV. Glasskivor används för huvudelement och pulverpellets används för spårelement. I denna undersökning har provens bulkgeokemi analyserats med Panalytical Epsilon 3 (EDXRF-spektrometer) som är kalibrerad med certifierade standarder. EDXRF är energispridande röntgenfluorescens som släpper ut sekundära eller fluorescerande röntgenstrålningar från ett material och har blivit upphettat av bombardemang med röntgenstrålning av hög energi. Elementspecifika röntgenstrålningar detekteras och intensiteten av strålningen är proportionell mot elementets koncentration, som är internt beräknade med hjälp av en digital pulsprocessor och multikanalanalysator. Denna metod används i flera områden för kemiska analyser (Khalid et al. 2011).

Huvudsyftet att få reda på bergarternas geokemi inom Åva är för att se ifall hypotesen överensstämmer med bulkgeokemin. Geokemiskt är intrusionen anomal genom sina höga halter av Ba och Sr i kalifältspat och plagioklas. Dessa kan indikera ifall Åvas postkollisionala magmor har påverkat sidoberget. Därmed skulle halten av Ba och Sr stiga i bergarter som har återaktiverats via intrusionsskedet.

## 7.2 Petrografi

Utgående från geokemin på Åvas graniter, gjordes det en petrografisk undersökning på bergarter av reomorft material och Åva-granit för att få en jämförelse av påverkat och opåverkat material av intrusionsförloppet. I denna undersökning användes ett polarisationsmikroskop som kan göra undersökningar genom plan- och korspolariserat ljus. Genom mikroskopering får man snabbt fram en uppfattning om bland annat bergartens textur, bildningsbetingelser, stabilitetsförhållanden och mineralens renhet. Via tunnslip, som består av ett nedslipat bergartsprov med tjockleken 0,03 mm, identifieras provet systematiskt med de optiska egenskaperna (Bergman 2003).

## 8. Resultat

### 8.1 XRF-resultat

Från provens bulkkemi mättes huvudelement (tabell 1) och spårelement (tabell 2) med beaktande av LOI-värdet. Proportionerna av rådata har normaliserats så att det totala värdet blir 100 av huvudelementen med LOI inräknat. Nagu-graniten används som referens och representerar den senorogena 1830 Ma-magmatismen som i huvudsak består av graniter vars ursprung är tidiga magmatiska och sedimentära bergarter (Stålfors & Ehlers 2006). I bilaga 1 redovisas halterna av huvudelementen och i bilaga 2 redovisas halterna av spårelementen i Nagu-granit tillsammans med proven från Åva.

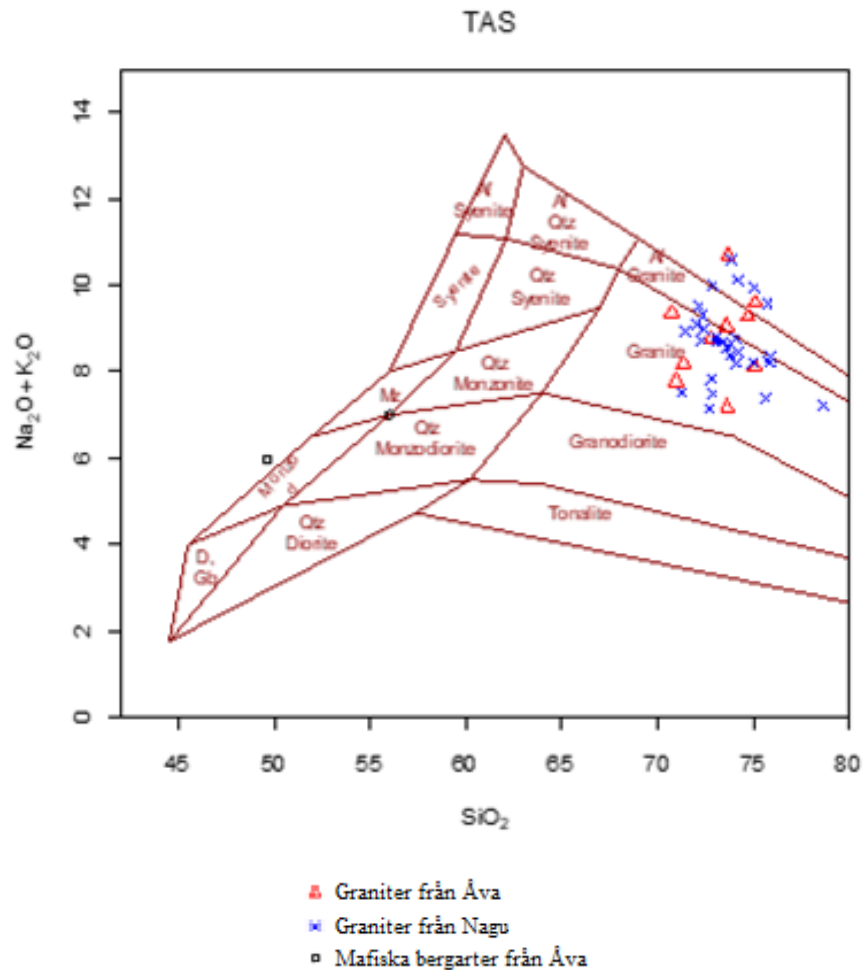
Med bedömning av huvudelementen har graniterna en likartad halt av SiO<sub>2</sub> från 70 till 76 viktprocent. Enligt tidigare undersökningar brukar Åva-graniten ha en 5 procent lägre halt



än senorogena granitoider (Skyttä 2002). Enligt TAS-diagrammet, som klassificerar vulkaniska bergarter beroende på förhållandet mellan alkali- och kiselsammansättningen, går det att intyga att Nagus och Åvas graniter befinner sig vid granitfältet, och det förekommer variationer av alkalier i både Åva- och Nagu-graniterna (figur 20). Med den höga totala halten av alkalier samt höga och varierande halter av  $\text{Al}_2\text{O}_3$  passar dessa bergarter in i den shoshonitiska serien som innehåller mer än 9 viktprocent  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (Morrison 1980). Vad gäller de mafiska bergarterna (JOSU-2016-01 och JOSU-2016-10) är deras halter av  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{TiO}_2$  och  $\text{P}_2\text{O}_5$  anmärkningsvärt högre än de felsiska graniterna.  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ -förhållandet på lamprofyren är högre än 5 viktprocent, vilket betyder att den inte klassificeras inom basalt/amfibolit-fältet enligt TAS-diagrammet.

Tabell 1: XRF-resultat av huvudelement i Åvas bergarter som har provtagits. Halten anges i viktprocent.

Prov	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	LOI	To*
JOSU-2016-01	49,61	15,19	11,44	0,14	5,28	4,9	2,38	3,59	1,83	2,31	3,33	100
JOSU-2016-02	75,1	14,1	0,63	0,01	0,2	1,19	4,96	3,14	0,02	0	0,65	100
JOSU-2016-03	73,68	13,53	1,26	0,01	0,16	0,13	2,38	8,32	0,1	0,01	0,42	100
JOSU-2016-04	73,58	12,42	3,17	0,02	0,29	0,41	3,04	6,01	0,26	0,02	0,77	100
JOSU-2016-05	73,64	13,49	2,44	0,02	0,34	1,54	4,35	2,83	0,32	0,01	1,01	100
JOSU-2016-06	72,78	13,84	2,12	0,01	0,49	1,1	3,8	4,95	0,28	0	0,64	100
JOSU-2016-07	70,95	14,91	2,91	0,02	0,55	1,85	4,76	3,03	0,33	0	0,69	100
JOSU-2016-08	71,35	14,96	2,22	0,03	0,49	1,75	4,54	3,64	0,3	0	0,72	100
JOSU-2016-09	74,73	12,77	1,98	0,03	0,18	0,21	3,38	5,9	0,25	0,01	0,55	100
JOSU-2016-10	56	13,87	9,42	0,12	3,56	5,68	2,99	4,01	1,95	1,57	0,83	100
JOSU-2016-11	75,12	12,8	1,6	0,02	0,13	0,27	3,02	6,58	0,12	0,01	0,31	100
JOSU-2016-12	70,75	13,96	2,81	0,05	0,44	1,33	3,12	6,25	0,54	0,07	0,67	100

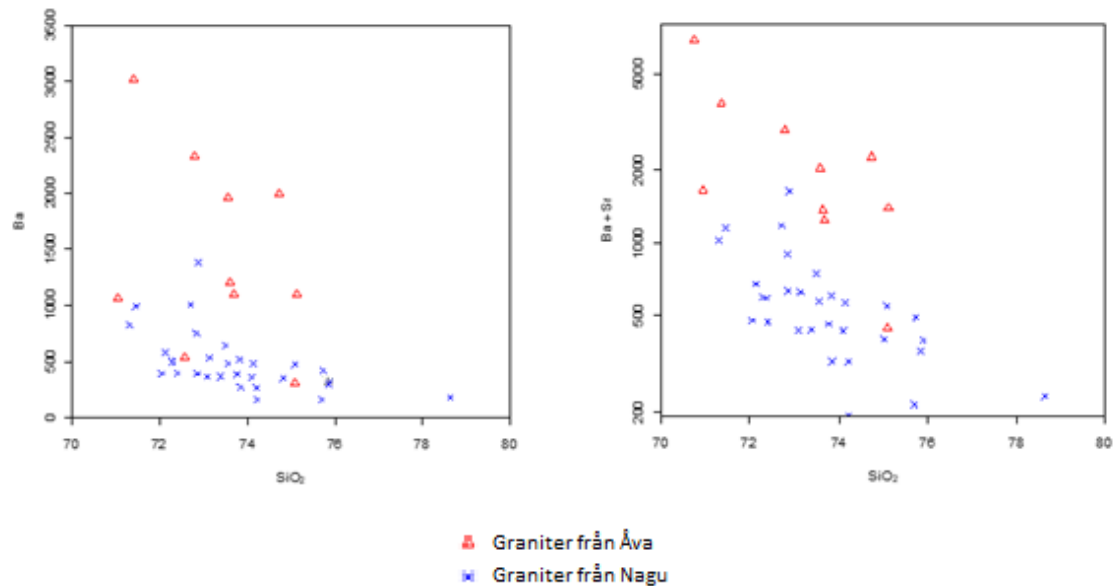


Figur 20: Klassificeringsdiagram för vulkaniska bergarter baserat på förhållandet mellan alkali- och kisel-halten.

För spårelement särskiljs främst halten av Ba och Sr. Med  $\mu$ xrf-analys av fältspater i graniterna förekommer halter av Ba upp till 7330 ppm i kalifältspater och halter av Sr upp till 2968 ppm i plagioklas. Ba-halten av graniterna sträcker sig genomgående från 1032 till 3029 ppm, med undantag av granitgången på Skötörarna med halten 327 ppm och den grovkorniga graniten på Björnholma med en anmärkningsvärt hög halt på 6078 ppm. I andra avseenden påträffas de högsta halterna i den shoshonitiska monzoniten. Sr-halten av graniterna varierar mellan 80 och 834 ppm. Enligt diagrammen som visar förhållandet mellan Ba och SiO<sub>2</sub> samt Ba+Sr och SiO<sub>2</sub> (figur 21) ser man en uppåtgående trend i förhållande till graniter från Nagu-området. Dock finns det graniter från Åva som kan tolkas som ett mellanting av post- och serorogena graniter och påminner om mikroklinggraniter som påträffas på Nagu.

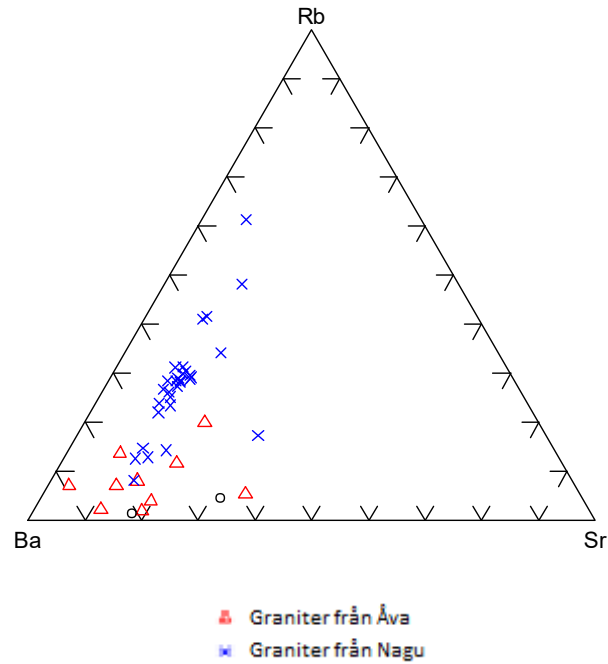
Tabell 2. XRF-resultat av spårelement i Åvas bergarter som har provtagits. Halten anges i ppm.

Prov	Ba	Co	Cr	Nb	Ni	Pb	Rb	Sr	V	Y	Zr	Th
JOSU-2016-01	2171	31	60	13	8	18	159	1069	217	38	296	13
JOSU-2016-02	327	2	474	55	n.d.	29	111	118	n.d.	20	66	30
JOSU-2016-03	1108	4	506	9	n.d.	33	198	134	n.d.	0	n.d.	21
JOSU-2016-04	1958	8	81	11	n.d.	15	157	80	n.d.	84	407	24
JOSU-2016-05	1144	8	89	11	n.d.	10	121	226	6	20	352	21
JOSU-2016-06	2328	6	126	6	n.d.	24	119	599	0	8	140	11
JOSU-2016-07	1032	6	168	18	n.d.	21	93	622	n.d.	35	205	24
JOSU-2016-08	3029	5	39	5	n.d.	29	77	734	n.d.	7	183	12
JOSU-2016-09	1983	5	35	20	n.d.	72	176	292	n.d.	14	307	77
JOSU-2016-10	6533	23	n.d.	35	14	17	121	1411	137	45	591	9
JOSU-2016-11	1076	4	32	10	n.d.	29	186	322	n.d.	7	65	57
JOSU-2016-12	6078	5	7	32	n.d.	21	153	834	n.d.	37	420	35



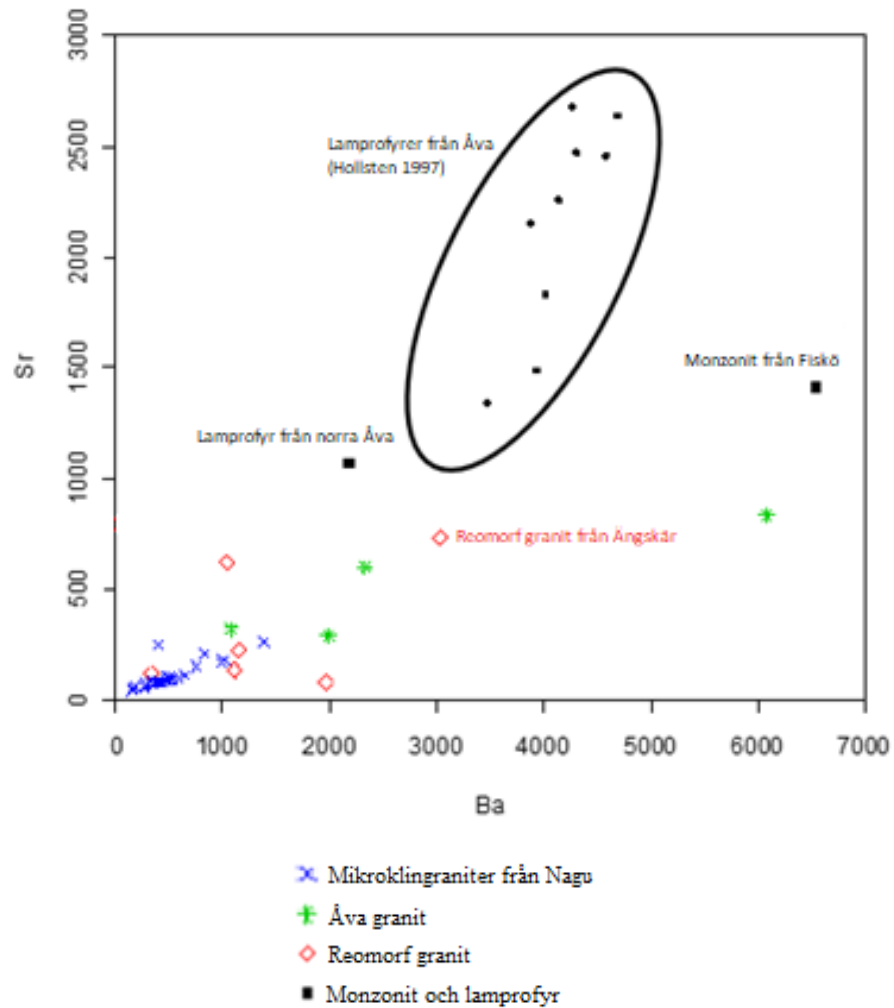
Figur 21. Ba och Ba+Sr förhållandet mellan graniter från Åva och mikroklinggraniter från Nagu.

Liknande trend kan man se på Ba-Rb-Sr-diagrammet, där Åvas graniter dras starkt mot Ba, medan Nagu-graniter befinner sig mellan Ba och Rb (figur 22). Halten av Rb på Åva-graniter är från 77 till 198 ppm. Åva-graniter visar i sin helhet en berikning bland de lätta jordartsmetallerna (Skyttä 2002).



Figur 22. Ba-Rb-Sr förhållandet mellan graniter från Åva och mikroklingraniter från Nagu.

Med ett sammanfattande diagram (figur 23) av samtliga bergarter på Åva tillsammans med Nagu-graniter och tidigare provtagna lamprofyrer från Åva (Hollsten 1997), är det möjligt att gruppera dessa utifrån Ba- och Sr-förhållandet. De shoshonitiska lamprofyrerna och monzoniten har en högre halt av Sr, samt att monzoniten har ovanligt hög halt av Ba. Vad berör Åva-graniten, är den mer varierande men har en halt som är högre än mikroklingraniterna på Åva. Däremot syns det skillnader av reomorfa graniter som både dras mot graniter med hög Ba- och Sr-halt tillsammans med mikroklingraniter. Den reomorfa graniten på Ängskär har en halt som påminner om Åva-graniten, medan den spröda granitiska gången på västra Åva särskiljer sig geokemiskt från de provtagna bergarterna.

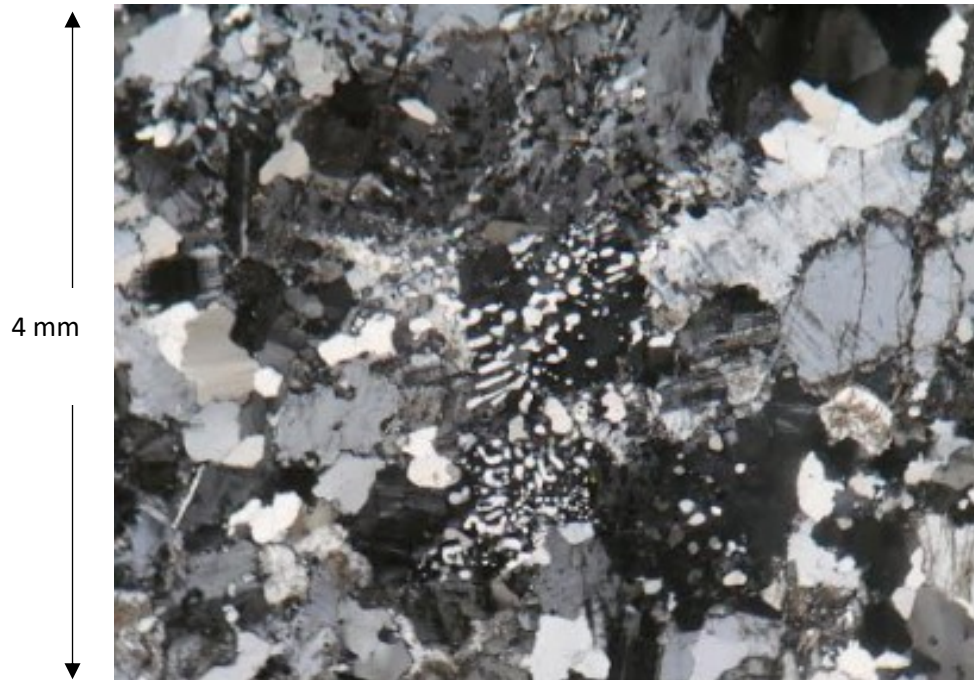


Figur 23. Ba- och Sr-förhållandet mellan graniter och mafiska bergarter från Åva och Nagu. Värt att notera är att en del av reomorfa graniter har samma halt Ba/Sr som Nagu och några har en trend som går mot Åva-granit.

## 8.2 Petrografisk tolkning

Proven på Skötörarna visar klar deformation och skjuvning. Gången av granitiskt material, JOSU-2016-02, visar remobiliserad karaktär och kan vara uppsmältet ursprungsberg som har kommit upp till ytan. Beviset för dynamisk omkristallisation kan man se i kontakterna mellan kvartskornen. Några mindre kvartskorn har sammanfogats eller smältit samman som en del av omkristalliseringen. Detta är en process på grund av uppvärmning. Vid högre temperaturer blir omkristallisering av subkorn den dominerande omkristalliseringen. Vid ännu högre temperaturer blir korngränsmigration den dominerande typen (Stipp et al. 2002). Huvudsakliga mineral är kvarts, mikroklin,

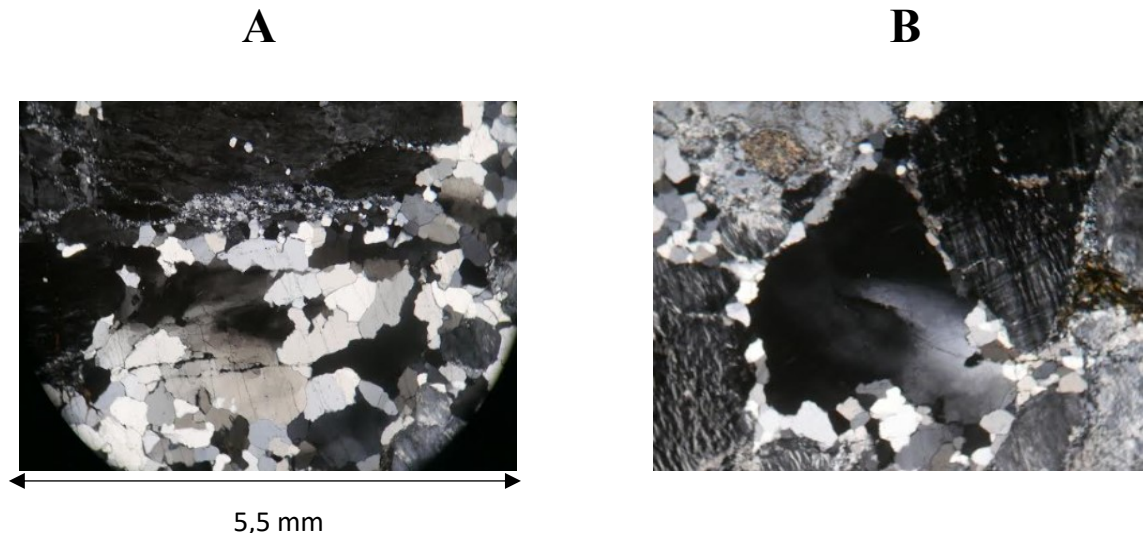
ortoklas och biotit. Myrmekitiska och symplektiska inneslutningar i mikroklinmegakristerna indikerar hög temperatur (figur 24) (Vernon 1991).



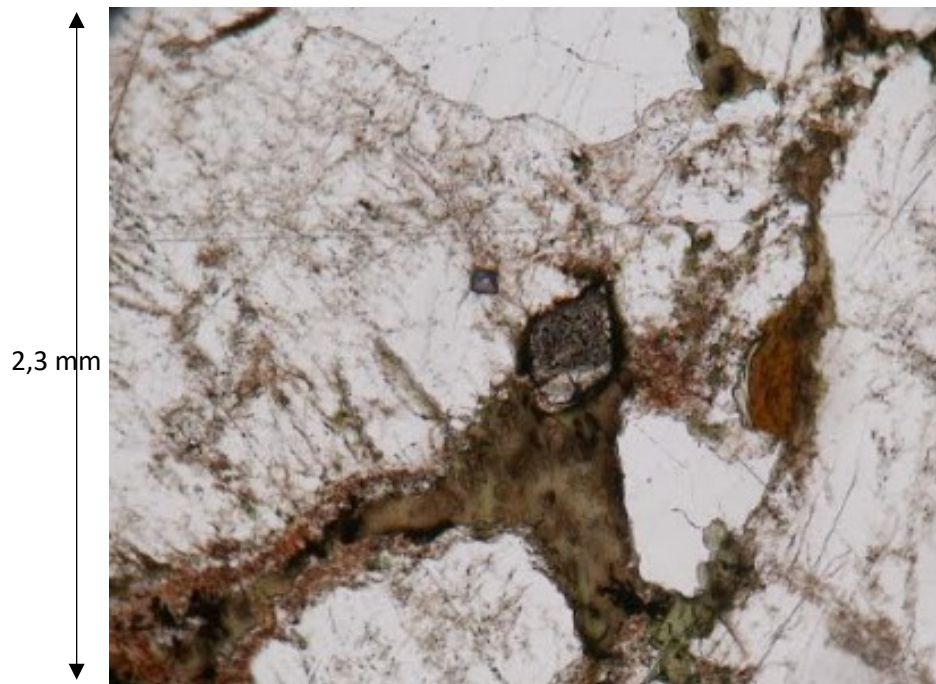
Figur 24. Myrmekitiska inneslutningar av kvarts i fältspater. Prov JOSU-2016-02.

Proven på Rönnsklobbarna visar klar omkristallisering och består främst av mikroklin, ortoklas, kvarts och biotit (ofta stark kloritiserad). JOSU-2016-03 har varierande kornstorlek med grovkorniga megakrister av främst mikroklin och finkornig kvarts som ofta har bukig omkristallisering i kontakterna mellan större roterande subkorn (figur 25). Provet JOSU-2016-04 som är kategoriserad som en reomorf granit, har tydliga mikroklinkorn med partiell uppsmältning. Alkalifältspaterna visar en pertitisk textur som tyder på en lång utvecklingshistoria. Benämningen pertit används för att beskriva en sammanväxling av två fältspater, där värden består av kaliumrik alkalifältspat och lamellen består av inläggningar av natriumrik alkalifältspat. Inneslutningen har bildats genom en långsam avkylningsprocess (Vernon 2004). Dessa pertitiska inneslutningar förekommer både på Åva-graniter och reomorfa graniter (JOSU-2016-11). Flera prov har starkt kloritiserad biotit, som ofta bildas via hydrotermal omvandling av granitiska bergarter. Mineral med hög relief är allmänt förekommande och kategoriseras som titanit (figur 26).





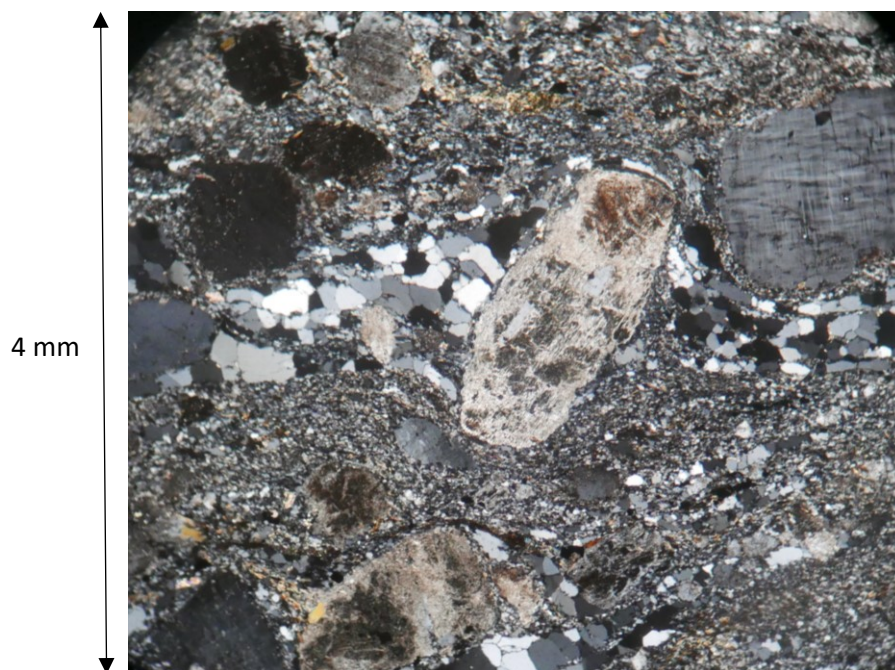
Figur 25. Rekristallisering i kontakterna mellan subkorn är allmänt förekommande bland omvandlade graniter. A är från bergartsprov JOSU-2016-03 och B är från JOSU-2016-04.



Figur 26. Starkt kloritiserad biotit med titanit i planpolariserat ljus. Prov JOSU-2016-04.

Petrografiskt har Ängskär tydliga spår av partiell uppsmältning. JOSU-2016-07 påminner petrografiskt om JOSU2016-04 där det finkorniga materialet kan tolkas som smälta. Jämfört med Åva-granit, har den reomorfa varianten en varierande kornstorlek. Ortoklas är mer förekommande i Åva-granit, medan mikroklin blir mer allmän i reomorfa graniter. Det förekommer också myrmekitiska inneslutningar av kvarts och påträffas vid kontakten

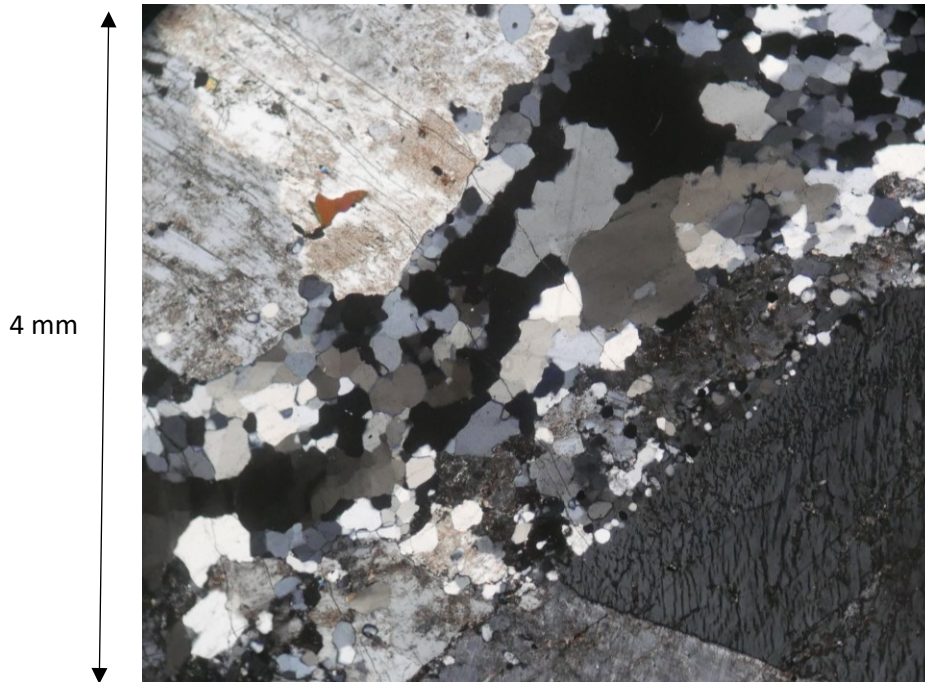
med alkalifältspater. Partiell uppsmältning påträffas i mikroklinggranit som har reagerat med Åva-granit. JOSU-2016-08 har finkornig mellanmassa och rikligt med grovkorniga megakrister och är starkt deformerad. Megakristerna består av ortoklas och mikroklin med en rundad form (figur 27). Deformationen är mer plastisk och kan eventuellt tolkas som en passiv skjuvning. Kvarts har blivit mer påverkad av deformationen än fältspaterna och förekommer som utdragna band med rotering av subkorn med ingen eller starkt skevad riktning. Flertals av megakristerna har mortar fragmentering med grundmassan deriverad från samma kristaller av fältspater.



Figur 27. Megakrister av ortoklas och mikroklin med finkornig matrix främst av kvarts och fältspater. Prov JOSU-2016-08.

Den massiva granitgången på Enholma (JOSU-2016-12), har i överlag en plastisk skjuvning och rikligt med rundade kvartskorn som har lagt sig på fältspaterna, vilket även syns i granitgången på Nötö (JOSU-2016-09). Kvarts har varierande kornstorlek och det syns spår av abration vid kornkontakterna, där större korn har strukit sig mot varandra (figur 28). Med tanke på kornens rundade form, lär temperaturen ha varit hög.





Figur 28. Varierande kvartsstorlek med abration vid gränskanten. Rundade kvartskorn har migrerat in i större mikoklinkorn. JOSU-2016-12.

## 9. Diskussion

Via strukturella mätningar, geokronologi, åldersbestämningar, geokemi, petrografi och översiktliga karteringar finns det spår att Åva ringintrusion har genomgått en längre process än man tidigare har antagit och det går att få en ungefärlig tolkning hur utbrett Åva ringkomplex kan vara. I detta arbete har det tagits fram stöd för hypotesen att intrusionen har påverkat det äldre sidoberget via geokemin och petrografen på bergarter centralt i komplexet och ute i periferin.

Av en geokemisk jämförelse mellan Åva-graniter och äldre graniter från Nagu går det att konstatera att det finns kontraster med tanke på halten av spårelement. Ba och Sr kan indikera vilka bergarter som är påverkade och hybridiserade. Åva-graniter dras till en anrikad halt av främst Ba, men även Sr och proven med högsta halterna bland det reomorfa materialet förekommer på Ängskär. Dock finns det graniter som har en liknande halt som mikroklingraniter från Nagu. Dessa förekommer främst utanför komplexet på Skötörarna och Fiskö. Med ett antagande sjunker halten av Ba och Sr ju längre bort bergarterna befinner sig från ringkomplexet.

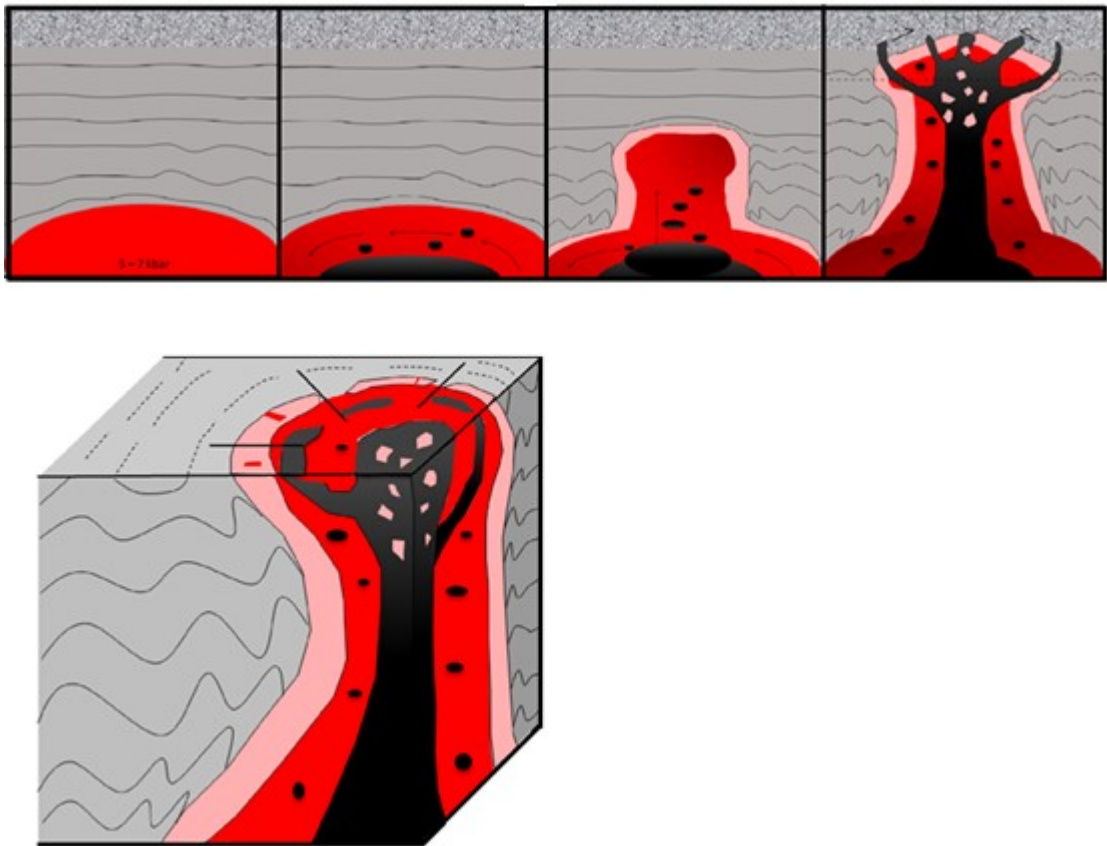
Petrografiskt är graniterna på Ängskär starkt påverkade av smälta och reaktivering, vilket syns tydligt på kvartskornen. Omkristallisering av kvarts förekommer allmänt på samtliga prov genom rotering av subkorn. Högtempererad påverkan på mikroklinmegakrister syns tydligt via myrmekitiska sammansättningar och flertals megakrister är abraderade utifrån förekomsten av mortartextur. Biotiten är ofta starkt kloritiserad och kan förknippas med hydrotermal påverkan.

En annan faktor som tyder på att intrusionen är mer utbredd än man tidigare har antagit, är förekomsten av radiella Åva-granitgångar som påträffas längre bort från själva ringkomplexet och klipper den regionala folieringen. Med tanke på stupningen är ringen mer plan i centrala delen och brantare längre bort, vilket skulle stämma överens med modellen av en magmakropp i den övre jordskorpan (Anderson 1936). Enligt Ehlers och Bergman (1984) bedömningar stiger ringens stupning från 45° till 80° mot periferin av komplexet och är formad via ett system av konytor (*eng. cone sheets*).

Åva har ett antal block av ursprungsberg som bildar krossade zoner eller breccierade partier med skarpa kontakter till graniten. Dessa indikerar spröda försvagningar i sidoberget, vilket kan tolkas som en kraftfull migrering upp till den övre jordskorpan (Ehlers & Bergman 1984). En stor del av blocken består av bergartstyper som inte påträffas på det synliga ursprungsberget, vilket kan antyda att dessa exotiska block härstammar från sidoberg som har tagits av granitsmältan i samband med uppstigning eller förlista block från högre plan. Graniten öppnade inte bara sprickzoner vid den centrala delen av komplexet, utan öppnade också sprickzoner mot periferin och bildade en så kallad megabreccia på Åva (Branigan 1989).

Zirkonåldern på shoshonitiska lamprofyrer visar två generationers tillväxt, med en som överlappar åldern av kalifältspatsmegakristerna med 1800 Ma och en annan ålder som överlappar åldern av intrusionen med 1760 Ma. Så ett troligt scenario på hela utvecklingen är att det har bildats en felsisk magmakammare med lamprofyrisk kumulat vid ett tryck på 5 till 7 kbar i den mellersta jordskorpan, med tanke på åldersdateringen mellan megakristerna och matrix (Eklund och Shebanov 2004). Vid slutskedet skedde det

en reaktivering av shoshonitisk influx tillsammans med en påföljande snabb uppstigning tills den slutliga placeringen ägde rum i den övre jordskorpan. Figur 29 illustrerar en rationell modell av intrusionen från den primära magmakammaren till migreringen i den övre jordskorpan. Modellen har baserats ifrån Ehlers och Bergman (1984) intrusionsmodell men betonar en mekanism av kristallisering i en magmakammare vid 5 till 7 kbars djup utgående från analyserna av Eklund och Shebanov (2004), där det har skett en återaktivering via kristallsuspension och inflöde av shoshonitisk magmatism.



Figur 29. Förenklad modell med en kristalliserande felsisk magmakammare (röd) med mafiska cumulat (svarta enklaaver). Kristallisationsenergin smälter ned omgivningen (rosa) så att granitsuspensionen och den monzonitiska magman (svart) kan röra sig uppåt mot den spröda jordskorpan. Nära ytan har gstrycket ökat i suspensionen så att slutskedet av intrusionen blir såpass kraftig att ringkomplexet bildas. Den nedre modellen är det som motsvarar dagens erosionsnivå.

För att få en mer utförlig modell av intrusionsmekanismen, är ytterligare åldersbestämning via radiometrisk datering en förutsättning för att få en mer relativ åldersjämförelse på bergarterna omkring Åva ringkomplex. Detta skulle mer klargöra processen av områdets evolution och under vilken tidsperiod bergarterna har uppkommit.

Även geofysiska undersökningar på formen av intrusionen skulle kunna fastställa utsträckningen mer utförligt, och strukturella fältanalyser kan avgöra skjuvzonens påverkan på ringformationen.

## 10. Slutsats

Modellen utgår från en primär granitisk magmakammare som återaktiverades av shoshonitiskt inflöde och till följd skedde det en magmasuspension av fältspatsmegakrister. Kristallisationsenergin genererade rörelse för granitsuspensionen och monzonitmagman så att de kunde röra sig till högre nivåer genom att smälta ner omgivande äldre omgivande berggrund. Den omfattande lagrade magmakammaren orsakade efter en lång utveckling hybridisering och palingenesi av de omgivande gnejserna. Den diapiriska uppstigningen lär ha varit snabb och kraftfull, vilket orsakade stoping i äldre omgivande bergarter med tanke på breccieringsförekomsten. Vid den slutliga migreringen i den övre spröda ytan ökade gastrycket så att slutskedet av intrusionen blev så kraftig att sprickmönster uppstod tillsammans med ringgångar och den slutliga formen av ringkomplexet bildades.

Med tanke på geokemin så stöds hypotesen att uppsmältning har bidragit till bergarter med en sammansättning som påminner om Åva-granit med höga halter av Ba och Sr. Särskilt på Ängskär, som befinner sig i mitten av komplexet, har delar av smälta i reomorfa graniter orsakat stark hybridisering. Av xenolitförekomsten i en sammansatt smälta, är det möjligt att tolka det som en takkollaps. Åva-granitgångar runt omkring komplexet stryker mot en central riktning och har uppkommit vid ett skede när magmakroppen har befunnit sig på den övre jordskorpan. Petrografiskt har äldre omgivande bergarter deformerats och blivit starkt påverkade av intrusionen.

Med en slutbedömning förekommer det hybridisering av bergarter runt omkring Åva med en radie som sträcker sig åtminstone 6 till 7 km från den centrala delen i Ängskär till de reomorfiserade graniterna på Skötörarna och Rönnklobbarna. Dessa graniter anses ha blivit påverkade av intrusionsskedet tillsammans med Åva-granitgångarna på

Björnholma och på Nötö. Därmed överensstämmer det med hypotesen att Åva ringkomplex är mer utbrett än vad det tidigare har antagits och anknyter till en längre historia av påverkan och reaktivering av äldre omgivande bergarter.

## **11. Tack**

Jag vill framföra min tacksamhet till professor Olav Eklund som gav förslaget till denna rubrik. Han har spenderat tid med mig för att tolka de geokemiska och petrografiska undersökningarna som har varit lärorikt för mig. Dessutom vill jag tacka doktorand Anna Saukko för att hon har hjälpt mig med skrivprocessen och gett mig goda råd under arbetets gång. Båda två planerade min fältundersökning och var på plats för att stöda mig och mitt arbete. Till slut vill jag också tacka Sören Fröjdö för hans handledning av analyspreparering och hopsättning av geokemiska resultat.

## 12. Referenser

Anderson, E.M., 1936. The dynamics of formation of cone sheets, ring-dykes, and cauldron subsidence. *Proceeding of the Royal Society of Edinburgh* 56, 128-163.

Barbarin, B. & Didier, J., 1992. Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. *Second Hutton Symposium: The origin of Granites and Related Rocks*, vol. 83, 145-153.

Baxter, S. & Feely, M., 2002. Magma mixing and mingling textures in granitoids: Examples from the Galway Granite, Connemara, Ireland. *Mineralogy and Petrology* 76, 63-74.

Bergman, L., 1986. Structure and mechanism of intrusion of postorogenic granites in the archipelago of southwestern Finland, 8-23.

Bergman, L., 2003. Introduktion till optisk mineralogi. *Kompendium i allmän optik*. Åbo Akademi.

Bichlmeier, S., Janssens, K., Heckel, J., Gibson, D., Hoffman, P. & Ortner, H.M., 2001. Component selection for a compact micro-XRF spectrometer, *X-ray Spectrom* vol 30, 8-14.

Branigan, N. P., 1987. The role of shearing in the Proterozoic development of the Åland archipelago, S. W. Finland. *Bull. Geol. Soc. Finland.*, 59: 117-128.

Branigan, N. P., 1989. Internal deformation, flow profiles and emplacement velocities of granitic dykes, southwestern Finland. *Lithos*, 22: 199-211. Elsevier Science Publishers B. V., Amsterdam.

Burchardt, S., 2009. Mechanism of magma emplacement in the upper crust. *Göttingen University*.

Burov, E., Jaupart, C. & Guillou-Frottier, L., 2003. Ascent and emplacement of buoyant magma bodies in brittle-ductile upper crust. *Journal of Geophysical Research*, Vol.108.

Clemens, J. D., Petford, N. & Mawer, C.K., 1997. Ascent mechanism of granitic magmas: causes and consequences. I: Holness, M.B., (red.). *Deformation-enhanced Fluid transport in the Earth's Crust and Mantle*. Chapman & Hall, London, 144-171.

Clarke, D.B. & Erdmann, S. 2008. Is stoping a volumetrically significant pluton emplacement process? Comment. *Geological Society of America Bulletin*, v. 120, 1072-1074.

Didier, J. & Barbain, B., 1991. The different types of enclaves in granite-Nomenclature, I: Dider, J. & Barbain, B., (red.). *Enclaves and granite petrology: Amsterdam, Developments in Petrology 13*, Elvserier, 19-23.

Ehlers, C. & Bergman, L., 1984. Structure and mechanism of two postorogenic granitic massifs, southwestern Finland. *Precambrian Tectonics Illustrated*. Red. Kröner, A., Greiling, R., Schwitzerbart, Stuttgart, 173-190.

Eklund, O., Konopelko, D., Rautanen, H., Fröjdö, S. & Shebanov, A.D., 1998. 1.8 Ga Svecofennian post-collisional shoshonitic magmatism in the Fennoscandian shield. *Lithos* 45 (1998). Elvserier Science Publishers B. V., Amsterdam, 87-108.

Eklund, O. & Shebanov, A., 2004. Prolonged postcollisional shoshonitic magmatism in the souther Svecofennian domain – a case study of the Åva granite-lamprophyre ring complex. *Lithos* 80, Granitic systems: Ilmari Haapala volume. Rämö, O.T., (1-4), 229-247.

Garnham, J.A., 1988. Ring-faulting and associated intrusions, Glencoe, Scotland. PhD thesis, Imperial College, university of London.

Glazner, A.F. & Bartley, J.M., 2006. Is stoping a volumetrically significant pluton emplacement process?: *Geological Society of America Bulletin* v. 118, 1185 – 1195.

Gudmundsson, A. & Nilsen, K., 2006. Ring-faults in composite volcanoes: Structures, models and stress fields associated with their formation. *Geological Society London Special Publications* 269(1), 83-108.

Hegazy, H.A., Saad, E. & Arzamastev, A., 2016. Geology, Petrography and Geochemistry of El-Kahfa Ring complex, South Eastern Desert. *International Journal of Geophysics and Geochemistry*, 25-37.

Hubbard, F. & Branigan, N., 1987. Late Svecofennian Magmatism and Tectonism, Åland, Southwest Finland. *Precambrian Research* 35. Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam, 241-256.

Hollsten, S., 1997. Lamprofyrernas klassificering och petrologi med tillämpning på Åvamassivets lamprofyrgångar i sydvästra Finland. Thesis, Department of geology, Åbo Akademi Univ. Åbo, Finland 67 pp.

Kaitaro, S., 1952. Åva-graniitin ja siihen liittyvien intruusioiden rakenteesta ja mekanismeista. Esitelmäselostus. *Geolog (Helsinki)*, Vol 4.

Kaitaro, S., 1953. Geologic structure of the late pre-cambrian intrusives in the Åva are, Åland Islands. *Bulletin de la Commission Géologique de Finlande* 62, 1-69.

Kaitaro, S., 1956. On central complexes with radial lamprophyric dykes. *C. R. Soc. Geol. Finl.*, vol 29: 55-65.

Karhunen, R., 2004. Iniön ja Turun Kartta-alueiden kallioperä. Suomen geologinen kartta, lehdet 1041 ja 1043. Geologian tutkimuskeskus.

Khalid, A., Anwar, S. & Siddiqi, S.A., 2011. Energy dispersive X-ray fluorescence (EDXRF) for studying coinage from the Indo-Pak subcontinent, 12 p.

Korsman, K., Korja, T., Pajunen, M. & Virransalo, P., 1999. The GGT/SVEKA transect: structure and evolution of the continental crust in the Paleoproterozoic Svecofennian orogen in Finland. *International Geology Review* 41 (4), 287-333.

Lahtinen, R., 2012. Evolution of the Bedrock of Finland: An overview. *Lecture Notes in Earth Sciences* 137, 47-59.



Lahtinen, R., Korja, A. & Nironen, M., 2005. Paleoproterozoic tectonic evolution. I Lehtinen, M., Nurmi, P. A. & Rämö, O. T. (eds.). Precambrian geology of Finland: key to the evolution of the Fennoscandian Shield. *Developments in Precambrian geology* 14, 481-531.

Lindberg, B. & Eklund, O., 1988. Interaction between basaltic and granitic magmas in a Svecofennian postorogenic granitoid intrusion, Åland, southwest Finland. *Lithos*, 22:13-23. *Elvserier Science Publishers, Amsterdam*.

Magee, C. 2011. Emplacement of sub-volcanic cone sheet intrusions. The University of Birmingham. Thesis, 5-9.

Marsh, B.D., 1982. On the mechanism of igneous diapirism, stoping and zone melting. *American Journal of Science* 282, 808-855.

Marsh, B.D., 1989. Magma chambers. *Annual review of Earth and Planetary Sciences* 17, 439-474.

Miller, C.F., Watson, E.B. & Harrison, T.M., 1988. Perspectives on the source, segregation and transport of granitoid magmas. *Transactions of the royal Society of Edinburgh Earth Sciences* 79, 135-156.

Moberg, K.A., 1890. Beskrifning till kartbladet n:o 16, Kumlinge. – *Finlands Geologiska Undersökning*.

Morrison, G., 1980. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos* 13, 97-108.

Nikkilä, M., 2007. Brändön alueen metamorfoosi. Pro Gradu-tutkielma, 96. Turun yliopisto.

Nironen, M., 1997. The Svecofennian Orogen: a tectonic model. *Precambrian Research* 86, 21-44.

Nironen, M., 2005. Proterozoic orogenic granitoid rocks. I: Lehtinen, M., Nurmi, P.A., Rämö O.T., (red.). *Precambrian Geology of Finland-Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield*. Elsevier B. V., 443-480.

Pajunen, M., Airo, M-L., Elminen, T., Mänttari, I., Niemelä, R., Vaarma, M., Wasenius, P. & Wennerström, M., 2008. Tectonic evolution of the Svecofennian crust in southern Finland – a basis for characterizing bedrock technical properties. *Geological Survey of Finland, special paper 47*, 15-160.

Potts, P.J. & Webb, P.C., 1992. X-ray fluorescence spectrometry. *Journal of Geochemical Exploration* 44, 251-296.

Subba Rao, M.V. & Narayana, B.L., 2002. Geochemistry and Petrogenesis of Kunduru Betta Calc-Alkaline Ring complex in the Dharwar Craton, Southern India. *Gondwana Research* vol. 5, 453-465.

Rutanen, H., Eklund, O. & Konopelko, D., 1997. Rock and mineral analyses Svecofennian postorogenic 1,8 Ga intrusions in southern Finland and Russian Karelia. *Geocenter rapport*.

Rutanen, H., Anderson U.B., Väisänen, M., Johansson, Å., Fröjdö, S., Lahaye, Y. & Eklund, O., 2011. 1.8 Ga magmatism in southern Finland: strongly enriched mantle and juvenile crustal sources in a post-collisional setting. *International Geology Reviews* vol. 53, 1622-1683.

Sederholm, J.J., 1926. On migmatites and associated pre-Cambrian rocks of southwestern Finland. Part II. The region around Barösundsfjärd W of Helsingfors and neighbouring areas. *Bulletin de la Commission géologique de Finlande* 77.

Sederholm, J.J., 1934. On migmatites and associated pre-cambrian rocks of southwestern Finland. Part III the Åland Islands. *Bulletin de la Commission Géologique de Finlande*, 107.

Shaw, H.R., 1980. The fracture mechanism of magma transport from the mantle to the surface. I: Hargraves, H.B., (red). *Physics of magmatic processes*. Princeton University Press, New Jersey, 201-264.

Skyttä, P., 2002. Master of Science Thesis: Emplacement of the Åva ring intrusions: some structural and magmatic aspects. University of Turku.

Spera, F.J., 1980. Aspects of magma transport. I: Hargraves, E.B., (red.). *Physics of Magmatic Processes*. Princeton University Press, New Jersey, 265-323.

Steven, T.A., 1953. Metamorphism and the origin of granitic rocks in the Northgate district, Colorado: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 274, 335-375.

Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R. & Schmid, S.M., 2002. Dynamic recrystallization of quartz: correlation between natural and experimental conditions. *Geological Society London Special Publications* 200, 171-190.

Stålfors, T. & Ehlers, C., 2006. Emplacement of mechanism of late-orogenic granites. Structural and geochemical evidence of from southern Finland. *International Journal of Earth Sciences* 95 (4), 557-568.

Turcotte, D.L., 1987. Physics of magma segregation processes. *Magmatic Processes: Physicochemical Principles*. Department of Geological Sciences, Cornell University, Ithaca, New York, 69-74.

Vernon, R.H., 1991. Questions about myrmekite in deformed rocks. *Journal of Structural Geology* 13 (9), 979-985.

Vernon, R.H., 2004. *A Practical Guide to Rock Microstructure*. Cambridge University Press.

Vigneresse, J.L., Cuney, M. & Barbey, P., 1991. Deformation assisted crustal melt segregation and transfer. *Geological association of Canada-Mineralogical Association of Canada Abstract* 16, A128.

Vigneresse, J.L., 1995. Control of granite emplacement by regional deformation. *Tectonophysics* 249, 173-186.

Väisänen, M., 2002. Tectonic Evolution of the Palaeoproterozoic Svecofennian Orogen in Southwestern Finland. Thesis.

Weinberg, R.F., Sial, A.N. & Mariano, G., 2004. Plutons and shear zones in the Borborema Province, Brazil: *Geology*, v. 32, 377-380.

Winter, J.D., 2001. *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. Prentice Hall. New Jersey.

Wolff J.A. & Wright J.V. (1981) Rheomorphism of welded tuffs. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 10: 13–34.

## Bilaga 1

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	tot
JOSU 2016 01	49,61	1,83	15,19		11,44	0,14	5,28	4,9	2,38	3,59	2,31	100
JOSU 2016 02	75,1	0,02	14,1		0,63	0,01	0,20	1,19	4,96	3,14	0	100
JOSU 2016 03	73,68	0,1	13,53		1,26	0,01	0,16	0,13	2,38	8,32	0,01	100
JOSU 2016 04	73,58	0,26	12,42		3,17	0,02	0,29	0,41	3,04	6,01	0,02	100
JOSU 2016 05	73,64	0,32	13,49		2,44	0,02	0,34	1,54	4,35	2,83	0,01	100
JOSU 2016 06	72,78	0,28	13,84		2,12	0,01	0,49	1,1	3,8	4,95	0	100
JOSU 2016 07	70,95	0,33	14,91		2,91	0,02	0,55	1,85	4,76	3,03	0	100
JOSU 2016 08	71,35	0,3	14,96		2,22	0,03	0,49	1,75	4,54	3,64	0	100
JOSU 2016 09	74,73	0,25	12,77		1,98	0,03	0,18	0,21	3,38	5,9	0,01	100
JOSU 2016 10	56	1,95	13,87		9,42	0,12	3,56	5,68	2,99	4,01	1,57	100
JOSU 2016 11	75,12	0,12	12,8		1,6	0,02	0,13	0,27	3,02	6,58	0,01	100
JOSU 2016 12	70,75	0,54	13,96		2,81	0,05	0,44	1,33	3,12	6,25	0,07	100
Nagu 1	75,09	0,045	13,66	0,73		0,014	0,09	0,38	2,49	7,45	0,09	100,31
Nagu 2	73,09	0,287	13,8	1,98		0,02	0,46	1	2,92	5,77	0,07	100,18
Nagu 3	74,1	0,24	13,52	1,55		0,009	0,34	0,97	2,77	5,99	0,07	100,06
Nagu 4	72,38	0,243	14,2	2,03		0,03	0,42	0,84	2,76	6,56	0,07	100,31
Nagu 5	72,4	0,265	14	2,51		0,043	0,48	0,78	2,65	6,34	0,07	100,42
Nagu 6	75,74	0,061	13,2	0,50		0,004	0,12	0,6	2,53	7,06	0,08	100,32
Nagu 7	75,86	0,176	12,73	1,36		0,013	0,32	0,9	2,68	5,54	0,06	100,22
Nagu 8	73,38	0,248	14,01	2,02		0,028	0,39	0,98	2,85	5,85	0,07	100,41
Nagu 9	73,57	0,205	13,86	1,82		0,028	0,34	1,16	2,91	5,65	0,06	100,15
Nagu 10	75,9	0,119	13,18	0,96		0,011	0,23	0,91	3,02	5,33	0,06	100,36
Nagu 11	72,05	0,221	14,1	2,36		0,043	0,44	0,87	2,82	6,28	0,07	99,99
Nagu 12	73,77	0,242	13,72	1,84		0,011	0,37	1,1	2,87	5,54	0,07	100,19
Nagu 13	75,02	0,254	13,06	1,59		0,013	0,44	0,87	2,77	5,42	0,07	100,29
Nagu 14	73,51	0,298	13,84	1,52		0,005	0,52	0,89	2,99	5,7	0,06	100,17
Nagu 15	73,14	0,252	13,42	1,38		0,005	0,46	0,88	2,61	6,2	0,07	99,11
Nagu 16	72,28	0,294	14,76	1,73		0,007	0,45	1,3	3,16	5,57	0,07	100,44
Nagu 17	73,83	0,008	13,48	0,48		0,012	0,05	0,27	2,51	8,08	0,08	98,99
Nagu 18	75,69	0,029	12,89	1,40		0,05	0,14	1,13	3,55	3,85	0,06	99,09
Nagu 19	78,65	0,009	12,06	0,60		0,018	0,06	1,09	3,18	4,05	0,05	99,89
Nagu 20	74,21	0,026	13,96	0,99		0,031	0,09	0,47	3	7,13	0,04	100,4
Nagu 21	74,13	0,186	13,01	2,37		0,046	0,38	0,9	2,58	5,63	0,06	99,96
Nagu 22	72,13	0,24	14,19	1,63		0,015	0,5	0,53	3,14	6,4	0,07	99,69
Nagu 23	73,85	0,207	13,42	1,52		0,013	0,28	0,89	3,06	5,59	0,07	99,35
Nagu 24	74,22	0,177	13,37	1,80		0,021	0,26	0,94	3,13	5,33	0,06	99,74
Nagu 25	71,46	0,535	14,23	2,83		0,021	0,76	1,36	2,98	5,97	0,2	100,28
Nagu 26	72,84	0,384	14,18	2,07		0,013	0,64	2	3,2	4,64	0,1	99,99
Nagu 27	72,72	0,287	14,29	1,72		0,011	0,42	1,05	2,49	4,67	0,1	99,97
Nagu 28	71,31	0,315	13,84	1,75		0,013	0,71	0,88	2,51	5,03	0,06	98,55
Nagu 29	72,86	0,188	14,61	1,45		0,014	0,73	0,98	3,63	3,87	0,04	100,37
Nagu 30	72,88	0,178	14,34	1,49		0,015	0,53	1,31	3,49	6,52	0,05	99,76

Bilaga 1. Provanalys av huvudelement i graniter från Åva och Nagu (Ståhlfors & Ehlers 2006). Halten anges i viktprocent.

## Bilaga 2

	Ba	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Th	V	Cr	Co	Pb
JOSU 2016 01	2171	159	1069	38	296	13	13	217	60	31	18
JOSU 2016 02	327	111	118	20	66	55	30	n.d.	474	2	29
JOSU 2016 03	1108	198	134	0	n.d.	9	21	n.d.	506	4	33
JOSU 2016 04	1958	157	80	84	407	11	24	n.d.	81	8	15
JOSU 2016 05	1144	121	226	20	352	11	21	6	89	8	10
JOSU 2016 06	2328	119	599	8	140	6	11	0	126	6	24
JOSU 2016 07	1032	93	622	35	205	18	24	n.d.	168	6	21
JOSU 2016 08	3029	77	734	7	183	5	12	n.d.	39	5	29
JOSU 2016 09	1983	176	292	14	307	20	77	n.d.	35	5	72
JOSU 2016 10	6533	121	1411	45	591	35	9	137	n.d.	23	17
JOSU 2016 11	1076	186	322	7	65	10	57	n.d.	32	4	29
JOSU 2016 12	6078	153	834	37	420	32	35	n.d.	7	5	21
Nagu 1	472	220	79	7	50	2	4	0	0	1	28
Nagu 2	358	186	77	17	196	12	46	10	0	3	33
Nagu 3	356	191	79	11	179	11	32	9	0	2	28
Nagu 4	497	201	99	23	185	9	46	8	0	16	29
Nagu 5	394	195	79	33	203	11	48	9	0	14	23
Nagu 6	412	196	81	2	28	1	3	0	0	5	223
Nagu 7	287	146	71	10	119	7	16	6	0	1	20
Nagu 8	364	200	74	23	196	11	40	8	0	13	30
Nagu 9	475	177	101	24	189	6	42	6	0	41	28
Nagu 10	318	164	79	6	75	4	8	0	0	4	26
Nagu 11	394	190	84	32	192	8	46	8	0	17	25
Nagu 12	381	182	82	12	170	9	37	9	0	11	21
Nagu 13	324	169	78	12	185	10	39	8	0	2	29
Nagu 14	641	237	109	9	218	15	59	12	0	2	31
Nagu 15	529	224	99	10	213	13	75	11	0	2	62
Nagu 16	496	227	104	11	237	17	73	11	0	2	0
Nagu 17	516	276	91	9	19	1	4	0	23	0	43
Nagu 18	159	201	56	30	105	4	12	0	0	0	41
Nagu 19	173	121	60	10	68	1	4	0	0	0	37
Nagu 20	155	309	39	39	99	13	17	0	26	0	64
Nagu 21	481	161	87	36	189	8	60	7	55	2	43
Nagu 22	580	247	97	17	198	13	49	9	0	2	55
Nagu 23	266	231	59	16	153	12	37	5	63	1	40
Nagu 24	268	226	57	24	164	11	36	0	33	1	44
Nagu 25	991	168	167	19	718	10	126	0	21	3	64
Nagu 26	747	134	151	14	236	11	97	8	29	3	63
Nagu 27	1006	206	179	10	186	8	74	6	0	2	64
Nagu 28	823	173	206	5	233	15	30	10	24	3	25
Nagu 29	391	133	246	5	132	9	12	9	22	3	23
Nagu 30	1382	146	259	11	103	8	20	11	32	2	22

Bilaga 2. Provanalyser av spårelement i graniter från Åva och Nagu (Ståhlfors & Ehlers 2006). Halten anges i ppm.